BEITRÄGE
ZUR GEOLOGIE DES AARMASSIVS

UNTERSUCHUNGEN ÜBER ERSTFELDER GNEISE UND INNERTKIRCHENER GRANIT.

VON

R. LOTZE.

SONDER-ABDRUCK AUS DER ZEITSCHRIFT DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT, BAND 66, JAHRGANG 1914, ABHANDLUNGEN, HEFT 2.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41552714_0061

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DES AARMASSIVS

(UNTERSUCHUNGEN ÜBER ERSTFELDER GNEISE UND INNERTKIRCHENER GRANIT)

VON

R. LOTZE
AUS STUTTGART

ACAD.
LUGD.BAT.
BIBL.

SONDER-ABDRUCK AUS DER ZEITSCHRIFT DER DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT, BAND 66, JAHRGANG 1914, ABHANDLUNGEN, HEFT 2

Berlin 1914
Universitäts-Buchdruckerei von Gustav Schade (Otto Francke)
Linienstraße 158.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

einer

Hohen naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Universität Tübingen

vorgelegt von

Reinhold Lotze
aus Stuttgart

Von der Fakultät angenommen am 26. Juni 1912

Einleitung.

Die vorliegende Arbeit ist das Resultat von Beobachtungen, die ich in den Sommermonaten der Jahre 1910 und 1911 anstellen konnte. Das Untersuchungsgebiet erstreckte sich auf die sogenannte „nördliche Gneiszone" des Aarmassivs zwischen Hüfigletscher (Maderaner Tal) und Gauligletscher (Urbachtal). Eine reichliche Sammlung von Handstücken, sowie eine größere Anzahl von Dünnschliffen (ca. 170) bildeten die Grundlage der petrographischen Untersuchung, die in der Hauptsache im mineralogisch-geologischen Institut der Kgl. Technischen Hochschule Stuttgart ausgeführt wurde. Die Anregung zu der interessanten und lohnenden Untersuchung verdanke ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Sauer. Es ist mir Bedürfnis, ihm für seine vielseitige Unterstützung und Anregung bei der Ausführung der Arbeit meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Besonders bin ich ihm für die Überlassung wertvollen Untersuchungsmaterials sowie zahlreicher Dünnschliffe von seinen eigenen früheren Forschungen im Aarmassiv zu großem Dank verpflichtet. Die beiden angeführten Gesteinsanalysen wurden von mir im Laboratorium für Elektrochemie und technische Chemie der Kgl. Technischen Hochschule Stuttgart unter freundlicher Anleitung von Herrn Professor Dr. Müller ausgeführt. Die Arbeit wurde im Wintersemester 1911/12 im geologischen Institut der Universität Tübingen vollendet. Auch Herrn Professor Dr. v. Koken † bin ich für liebenswürdige Unterstützung aufrichtigen Dank schuldig.

Da sich im Verlauf der Untersuchung herausstellte, daß die „nördliche Gneiszone" keinen einheitlichen Komplex darstellt, wie dies bis jetzt meist angenommen wurde, daß sich in ihr vielmehr verschiedene scharf begrenzte Gesteinsgruppen unterscheiden lassen, so ergab sich daraus von selbst die Gliederung des Stoffes, die hier vorausgeschickt sei.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Einleitung 217
Inhaltsverzeichnis 218
Literaturangabe 219
Karten 221
A. Die Erstfelder Gneise 221
I. Geschichtliches 221
II. Verbreitung der E. Gn. 222
III. Petrographische Beschreibung der E. Gn. 223
1. Der Erstfelder Eruptivgneis 223
Makroskopische Beschreibung 223
Mikroskopische Beschreibung 223
Varietäten 227
Chemische Zusammensetzung. 229
2. Der Erstfelder Sedimentgneis 230
Makroskopische Beschreibung 231
Mikroskopische Beschreibung 231
Chemische Zusammensetzung. 233
Einlagerungen vom Sustenpaß 234
„ „ Riedtal 238
Varietät von Silenen 239
3. Die Mischgneise 240
4. Amphibolite 244
5. Abzweigungen eines granitischen Magmas 245
IV. Allgemeines über die E. Gn. 246
Parallele mit dem Schwarzwälder Gneismassiv 246
Genesis der E. Gn. 247
V. Die Zone der Sericitgneise und ihre Beziehungen zu den E. Gn. 254
B. Der Innertkirchener Granit 258
I. Geschichtliches 258
II. Verbreitung des I. Gr. 260
III. Petrographische Beschreibung des I. Gr. 261
Makroskopische Beschreibung 261
Mikroskopische Beschreibung 262
Vergleich mit anderen Gesteinen 265
Chemische Zusammensetzung 267
IV. Scholleneinschlüsse im I. Gr. 268
Äußere Erscheinungsform 268
Petrographische Beschreibung 270
Marmorlinsen der Äußeren Urweid 271
Marmore vom Lauternsee usw. 275
Allgemeine geologische Bedeutung 276
V. Mechanische Deformation des I. Gr. 277
Makroskopische Beschreibung 278
Mikroskopische Beschreibung 279
C. Das Carbon des Wendenjochs 288
D. Die Tektonik des Aarmassivs 295
Zusammenfassung der Resultate 300

Literaturverzeichnis.

1. Baltzer: Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, Lief. 20, 1880.
2. — Das Aarmassiv (mittlerer Teil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs, enthalten auf Blatt XII, 1888. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, Lief. 24, 4. Teil.
3. — Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. N. J. f. Min., Beilage-Bd. 1903.
4. — Geologischer Führer durchs Berner Oberland. Berlin 1905.
5. — Die intrusive Granitzone des westl. Aarmassivs. Eclogae geologicae Helvetiae XI, Nr. 3, Dez. 1910.
6. Becke: Die Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. Tsch. m. u. p. Mitt. Bd. **22**, 1903.
7. — Über Mineralbestand und Struktur der krystallinischen Schiefer (I). **75**. Bd. der Denkschriften der math.-naturw. Klasse der Kais. Akad. der Wissenschaften, Wien 1903.
8. — Zur Physiographie der Gemengteile der kryst. Schiefer (III). Derselbe Band, Wien 1906.
9. — Bericht über geol. und petrogr. Untersuchungen am Ostrand des Hochalmkerns. Sitzungsber. der math-naturw. Klasse der Kais. Akad. d. W., Bd. **118**, Abt. 1, 2, Wien 1909.
10. Berg: Die Entstehung der Orthogneise. Diese Zeitschr. 1910, Bd. **62**, Monatsbericht 2.
11. Buxtorf-Truninger: Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe am Westende des Aarmassivs. Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel, Bd. **20**, 1910.
12. Chelius u. Klemm: Erläuterungen zur geol. Karte des Großherzogtums Hessen, IV. Lief.: Blätter Zwingenberg und Bensheim, 1896.
13. Escher: Über prätriassische Faltuug in den Westalpen mit besonderer Berücksichtigung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli). Züricher Dissertation, 1911 (Amsterdam).
14. Fellenberg: Beschreibung desjenigen Teils von Blatt XVIII, der zwischen dessen Nordrand, dem Südabsturz der Blümlisalpkette und der Rhone liegt. Mit petrogr. Beiträgen von C. Schmidt. Beiträge z. geol. Karte d. Schw., Lief. 21, 1893.
15. Fischer: Über einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granits aus der Umgebung der Sustenhörner. Tsch. M. u. p. Mitt. Bd. **24**, 1905.
16. Gäbert: Die Gneise des Erzgebirges. Diese Zeitschr. Bd. **59**, 1907.
17. Grubenmann: Die krystallinen Schiefer. 2. Aufl., Berlin 1910.
18. Heim: Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluß an die Monographie der Windgällen-Tödigruppe. Basel 1878.
19. — Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein (Text zu Blatt XIV), mit einem Anhang von petrographischen Beiträgen von C. Schmidt. Beiträge z. geol. Karte d. Schw., Bd. **25**, 1891.
20. Hugi: Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen in der nördl. Gneiszone des zentralen Aarmassivs. Ecl. geol. Helv. IX, 1906.
21. — Exkursionsbericht der Dtsch. Geol. Gesellschaft (mit einer Anmerkung von C. Schmidt). Diese Zeitschr 1908, Bd. **69**, S. 154 ff.
22. Klemm: Über sogenannte Gneise und metamorphe Schiefergesteine der Tessiner Alpen. Sitzungsberichte der Kgl. Pr. Akademie der Wissenschaften Berlin. I: 1904, II; II: 1905, I; III: 1906, I; IV: 1907, I.

23. Königsberger: Geologische Beobachtungen am Pizzo Forno. N. J. f. Min., Beilage-Bd. **26**, 1908.
24. — Einige Folgerungen aus geolog. Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessiner Massiv. Ecl. geol. Helv. X, 6, Dez. 1909.
25. — Erläuterungen zur geol. und mineralog. Karte des östl. Aarmassivs von Dissentis bis zum Spannort. Freiburg i. B. und Leipzig 1910.
26. — Über Analogien zwischen der ersten Zone der Westalpen und benachbarten Massiven. Geologische Rundschau Bd. III, 1912.
27. — Über Gneisbildung und Aufschmelzungszonen der Erdkruste in Europa. Geologische Rundschau Bd. III, 1912.
28. — Mösch: Geologische Beschreibung. der Kalkalpen und Schiefergebirge zwischen Reuß und Kiental. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, Lief. **24**, 3.
29. Reinisch: Druckprodukte aus Lausitzer Biotitgranit. Habilitationsschrift, Leipzig 1902.
30. Rosenbusch: Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. a) I. Über einige kohlenstoffführende Gneise des Schwarzwalds. Mitt. der bad. Geol. Landesanstalt IV, 1, 1903; b) II. Die Kalksilikatfelse im Rench- und Kinziggebiet. Ebendort IV, 3, 1903; V, 1907.
31. — Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. 4. Aufl.
32. — Elemente der Gesteinslehre. 3. Aufl., 1909.
33. Rothpletz: Die Steinkohlenformation und deren Flora an der Ostseite des Tödi. Abhandlungen der Schweiz. Paläontologischen Gesellschaft, Bd. **6**, Nr. 40, 1880.
43. Rüetschi: Zur Kenntnis des Rofnagesteins, ein Beitrag zur Gesteinsmetamorphose. Ecl. geol. Helv. Bd. 8, 1903.
35. Salomon: Gequetschte Gesteine des Mortirolotals, N. J. f. Min., Beilage-Bd. **11**, 1897.
36. — Neue Beobachtungen aus den Gebieten des Adamello und St. Gotthard. Sitzungsber. der Kgl. Pr. Ak. d. W. Berlin 1899, I.
37. Sauer: Erläuterungen zu Blatt Gengenbach der geol. Karte des Großherzogtums Baden. 1894.
38. — Geologische Beobachtungen im Aarmassiv. Sitzungsberichte der Kgl. Pr. Ak. d. W. Berlin 1900.
39. — Über die Erstfelder Gneise am Nordrand des Aarmassivs. Bericht über die 38. Versammlung des Oberrhein. Geol. Vereins in Konstanz, 1905.
40. Schmidt: Geologisch-petrographische Mitteilungen über einige Porphyre der Zentralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. N. J. f. M., Beilage-Bd. **4**, 1886.
41. — Geologie des Simplongebiets. Ecl. geol. Helv. IX, 1907.
42. — Bild und Bau der Schweizeralpen. Basel 1907.
Schmidt siehe auch bei Nr. 14, 19, 21.
43. Schwenkel: Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes und ihre Beziehungen zum Granit. Tsch. M. u. p. Mitt. Bd. **31**, 1912.
44. Staub: Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Beiträge z. geol. Karte d. Schw., Neue Folge. Lief. **32**.
45. Studer: Geologie der Schweiz. 1853.
46. Thürach: Über ein Vorkommen von körnigem Kalk im Harmersbacher Tal. Mitteilungen der großh. bad. Geol. Landesanstalt III, 1.

47. Tobler: Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. Verhdl. d. Naturf. Ges. in Basel, Bd. **12**, 1900.
48. Truninger: Kontaktmetamorphe Erscheinungen im westlichen Teil des Aarmassivs (Gasterenmassiv). Ecl. geol. Helv. XI, 4, 1911.
49. — Geologisch-petrographische Studien am Gasterenmassiv. Mitteilungen der Naturf. Gesellschaft Bern 1911.
50. Weber: Über den Kalisyenit des Piz Giuf. Beiträge zur geol. Karte der Schw., N. F., Lief. **14**, 1904.
51. Wehrli: Das Dioritgebiet von Schlans bis Dissentis. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., Lief. **6**, 1896.
52. Weinschenk: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Großvenedigerstocks. Abhandlungen der math.-phys. Kl. der Ak. der Wissensch. München Bd. **22**, Abt. II, 1906.

Geologische und topographische Karten des Untersuchungsgebiets.

Geologische Karte der Schweiz 1:100000 (Dufourkarte).
Blatt XIII: Krystalliner Teil von Baltzer.
Blatt XIV: von Heim.

Königsberger: Geologisch-mineralogische Karte des östl. Aarmassivs von Dissentis bis zum Spannort. Freiburg i. B. und Leipzig 1910. 1:50000.

Staub: Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, N. F., Lief. **32**, 1911. 1:50000.

Siegfriedatlas 1:50000. Blatt Altdorf, Amsteg, Engelberg, Wassen, Meiringen, Guttannen.

A. Die Erstfelder Gneise.

I. Geschichtliches.

Eine erste kurze Beschreibung erfuhren die Erstfelder Gneise 1880 in dem Werke Baltzers „Der mechanische Kontakt zwischen Kalk und Gneis im Berner Oberland“ (Lit. 1). Er hält sie für identisch mit den „Gneisen“ von Innertkirchen. Heim betont 1891 (Lit. 19, S. 96) die „überaus gleichförmige Ausbildung“ des Gneises von Erstfeld und erklärt das Gestein für einen alten Gneis, der wenig oder gar keinen nachträglichen dynamometamorphen Umwandlungen unterlegen sei. „Aus der großen Gleichartigkeit und klaren Krystallisation ist zu schließen, daß hier ein ursprünglicher echter Typus vorliegt.“

Demgegenüber hebt Sauer 1905 hervor (Lit. 39), daß sich im Erstfelder Gebiet deutlich zwei Typen unterscheiden lassen, ein Eruptivgneis (auf den Heims Beschreibung zutrifft) und ein Sedimentgneis. Diese beiden Arten von Gesteinen entsprechen nach Sauer einerseits den Schapbachgneisen, andererseits den Renchgneisen des Schwarzwaldes. Die äußere habituelle

Ähnlichkeit ist nach diesem Autor so groß, daß man sich im Erstfelder Gneisgebiet geradezu in den Schwarzwald versetzt fühlen muß.

Auch Königsberger (Lit. 25) stellte bei seinen kartographischen Aufnahmen, die allerdings nur einen kleinen Teil der Erstfelder Gneise einbeziehen, eine Zweiteilung in Orthogneise und Paragneise fest (1910).

In allerneuster Zeit (1911) erfuhren die Erstfelder Gneise schließlich noch von Staub eine eingehendere Beschreibung (Lit. 44). Er gelangt zu Anschauungen, die von den erwähnten stark abweichen, und hält die Gesteine vom Typus der Schapbachgneise für injizierte Schiefer, also für Mischgesteine.

Es wird sich im Verlauf der Abhandlung Gelegenheit geben, auf diese verschiedenartigen Ansichten näher einzugehen.

II. Verbreitung der Erstfelder Gneise.

Geht man von Flüelen das Reußtal aufwärts, so sieht man zwischen Altdorf und Erstfeld von S her eine mächtige Sedimentdecke unter einem Winkel von ca. 25° sich ins Tal herabsenken. Unter ihr taucht ein System von steilgestellten Gneisen empor, das unter dem Namen „Erstfelder Gneise“ (E. Gn.) zusammengefast werden soll. Als einheitliches Charakteristikum dieser Gesteine kann höchstens das angegeben werden, daß es durchweg Biotitgneise ohne namhafte dynamische Beeinflussung sind. Nach S zu gehen sie allmählich in schiefrige sericitische Gesteine über, die schon von Baltzer als „Zone der Sericitgneise“ ausgeschieden wurden. Der unveränderte E. Gn. findet sich hauptsächlich unter der Sedimentdecke, die allerdings zu einem großen Teil schon abgetragen ist. Grassen, Kl.-Spannort, Krönte sind auf der W-Seite des Reußtals die südlichsten Erosionsrelikte (vgl. Taf. XXI, Fig. 2). Im O des Reußtals ist die Sedimentdecke vollständiger erhalten. Im Reußtal reichen die unveränderten E. Gn. ungefähr bis Amsteg. Das Erstfelder Tal, das im S von der steilen Kalkmauer der Schloßbergkette begrenzt wird, liegt ganz in ihnen. Im oberen Teile des Engelberger Tales sind am S-Abhang zwischen Titlis und Spannörtern ebenfalls noch die E. Gn. freigelegt. Inschialptal, Gornerental, Gorezmettlental (Nebental des Maientals), diese alpeneinwärts sich öffnenden Quertäler, liegen in ihrem oberen Teil noch in den E. Gn. Die Sustenstraße führt von Hinterfeldalp (Maiental) an über die Paßhöhe bis zu den oberen Kehren von Feldmoos durch E. Gn., und es scheint, daß diese Gneise sich nun als schmale Zone südlich an den Innertkirchener Granit anlehnen. Sie bilden die Kette des Giglistocks; im Trifttal oberhalb Triftalp treten

Gneise auf, die denen von Erstfeld gleichen. An der Grimselstraße würden die zwischen Boden und Guttannen auftretenden hellen Gneise ihnen entsprechen. Im Urbachtal treten diese Gesteine zwischen Schrättern und Hohwang bis gegen den Gauligletscher hin auf. Doch sind die Verhältnisse hier noch weit von der endgültigen Klärung entfernt; die betreffenden Gesteine des Grimselprofils unterscheiden sich ziemlich bedeutend von denen des Erstfelder Gebiets; die typischen E. Gn. lassen sich nur bis gegen das Trifttal hin verfolgen.

III. Petrographische Beschreibung des Erstfelder Gneiskomplexes.

Unter den Erstfelder Gneisen lassen sich unschwer zwei Haupttypen voneinander unterscheiden. Sie sollen mit ihren Abänderungen im folgenden als Eruptivgneise und Sedimentgneise beschrieben werden. An dritter Stelle sind Gesteine aufgeführt, die eruptives und sedimentäres Material enthalten, also Mischgneise darstellen. Sie entsprechen nur zum kleinsten Teil den „Mischgneisen Staubs. — Sowohl in Eruptivgneisen als in Sedimentgneisen sind Amphibolite eingelagert. — Schließlich finden sich im Erstfelder Gneisgebiet noch Gesteine, die als Abzweigungen eines in der Tiefe befindlichen granitischen Magmas gedeutet werden müssen und die an letzter Stelle beschrieben werden sollen.

1. Der Erstfelder Eruptivgneis.

Dieses Gestein stellt den von Heim als so außerordentlich konstant bezeichneten Typus dar. In der Tat gleicht der Gneis der nächsten Umgebung von Erstfeld vollständig dem Gneis vom Arni oder vom Sustenpaß. Es sind körnig-schuppige Biotitgneise mit gut ausgebildeter Lagentextur; die Biotitlagen mit glänzend schwarzbraunem Biotit in großen Krystallen halten ziemlich lange aus, die rein weißen Quarz-Feldspatlagen besitzen sehr regelmäßige und und gleichbleibende Mächtigkeit. Fast alle Gesteine haben mittlere Korngröße. Trotz der ausgesprochenen Paralleltextur erweist sich jedoch das Gestein als vollständig kompakt. In manchen Fällen verschwindet die Lagenbildung, die Paralleltextur wird undeutlich; das Gestein erhält dadurch sehr granitähnlichen Habitus.

Im mikroskopischen Bild dieser Gneise (Tafel XX, Fig. 1) fällt vor allem der Biotit in die Augen. Er besitzt tief dunkelbraune Farbe und weist starken Pleochroismus auf (a = tief dunkelbraun, c = hellgelb). Um Einschlüsse von Zirkon zeigt er kräftige pleochroitische Höfe. Auch schließt er häufig

gedrungene Säulchen von Apatit ein. Selten gelingt es, ein ganz frisches Gestein mit unversehrten Biotiten zu erlangen; meist ist der Biotit schon in der Umwandlung zu Chlorit begriffen oder bereits ganz umgewandelt. Diese Chloritisierung ist anscheinend eine Erscheinung der Verwitterung. Daß sie ziemlich rasch erfolgen muß, beweist ein Handstück, das in der einen Hälfte noch unzersetzten Biotit zeigt, in der anderen Hälfte schon vollständig chloritisiert ist. Der Übergang von unzersetztem Biotit zu Chlorit ist rasch, aber kontinuierlich. Bei der Chloritisierung des Biotits bilden sich als Nebenprodukte dunkle, oft titanhaltige Erzausscheidungen. Sehr häufig tritt neben dem Chlorit noch Muscovit als Umwandlungsprodukt auf; auch Epidotmineralien konnten beobachtet werden.

Wichtig ist vor allem die strenge Parallelordnung der Glimmer. Sie bilden häufig zusammenhängende Lagen und stellen so gewissermaßen das Gerüst der Gneisstruktur dar: zwischen ihnen ordnet sich Quarz und Feldspat an. Kleinere Biotite werden auch noch von diesen Mineralien eingeschlossen. Umgekehrt schließt auch der Biotit hie und da kleine Partien von Quarz, seltener von Feldspat ein: es sind Ausfüllungen von Hohlräumen, die bei der Bildung der Glimmer zwischen den einzelnen Lamellen erhalten blieben. — Der Biotit kann mit vollkommener Deutlichkeit als der zuerst gebildete Bestandteil des Gesteins erkannt werden.

Die Feldspäte lehnen sich vielfach an die schon auskrystallisierten Biotite an, benutzen sie als Krystallisationsbasis. Es ist Plagioklas und Orthoklas vorhanden.

Der Plagioklas ist an der Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz kenntlich und weist fast immer geringere Lichtbrechung als der Quarz auf. In seltenen Fällen erreicht er dessen Lichtbrechung oder übertrifft sie ein wenig.

$$\text{Parallelstellung } \omega > \alpha_1, \quad \varepsilon > \gamma_1$$
$$\text{Kreuzstellung } \omega \gtrless \gamma_1 \quad \varepsilon > \alpha_1$$

Es liegt demnach Oligoklasalbit (ungefähr von der Zusammensetzung $Ab_8\,An_1 - Ab_3\,An_1$) vor. Damit stimmt die Auslöschungsschiefe, die auf Blättchen nach M im Durchschnitt zu $+ 12^0$ gemessen wurde. Auch der Kalkgehalt, den die Analyse ergibt, deutet auf einen kalkarmen Plagioklas hin. Plagioklas besitzt oft deutlichen Idiomorphismus mit bestimmbaren Krystallflächen. Weniger ist dies beim Orthoklas der Fall. Diesem fehlt die Zwillingsbildung; dagegen zeigt er sich nicht selten von Mikroperthitspindeln durchzogen, die wohl als Entmischungen zu deuten sind. Hie und da finden sich

am Rande des Orthoklas die bekannten myrmekitischen Verwachsungen.

Umwandlungserscheinungen der Feldspäte sind häufig. Es finden sich im Feldspat (bes. im Plagioklas) kleine Muscovitschüppchen, die wie ein Schleier den Krystall überziehen können. Außerdem trifft man sehr regelmäßig Aggregate von rundlichen bis traubenförmig verzweigten schwärzlichen Verwitterungsprodukten. Plagioklas ist durchweg stärker angegriffen als Orthoklas, der z. T. noch vollständig frisch erscheint.

Beide Feldspäte zeigen mit großer Regelmäßigkeit die „tropfenförmigen Quarzeinschlüsse," die hie und da die Form von Dihexaedern erkennen lassen, meist aber nur unbestimmt rundliche Gestalt aufweisen.

Der Quarz des Gesteins führt häufig Flüssigkeitseinschlüsse. Wo er in größeren Dimensionen auftritt, bildet er die letzte Ausfüllung: er weist unregelmäßige Umrisse auf und zeigt besonders auch die lappigen pseudopodienartigen Fortsätze, die für die Quarze in den Eruptivgneisen des Schwarzwaldes so charakteristisch sind. Außerdem findet sich Quarz als Ausfüllung schmaler Zwischenräume zwischen zwei Glimmerblättchen.

Von Nebengemengteilen des Gesteins sind Apatit und Zirkon zu erwähnen. Apatit tritt sehr häufig auf und erreicht auch recht beträchtliche Größe (bis zu 0,6 mm Durchmesser). Zirkon (z. T. Monacit oder Xenotim?) ist wie der Apatit fast ausschließlich an Biotit gebunden. Ziemlich selten sind kleine Körner von Granat. Im Glimmer finden sich regelmäßig auch Erzeinschlüsse, die zum größten Teil aus Magnetit bestehen.

Einige Erscheinungen deuten auf Druckwirkungen hin, denen das feste Gestein unterlag. Die Biotite zeigen manchmal leichte Verbiegungen; auch scherende Bewegungen, die die Glimmer in der Richtung der Lagen auseinanderzerrten, machen sich in geringem Maßstab geltend. Quarz zeigt undulöse Auslöschung und ist häufig in einzelne Felder zerfallen. Ob diese letztere Erscheinung zum Teil schon primären Charakter besitzt, muß allerdings dahingestellt bleiben. Für alpine Begriffe sind die mechanischen Deformationen des normalen Gesteins sehr gering. Von einer Entstehung des Gneises aus einem richtungslos körnigen Gestein durch bloße Druckmetamorphose (vgl. Lit. 10) kann keine Rede sein. Was aus einem Granit durch Pressung entsteht, das zeigen in schönster Weise die Sericitschiefer der Grimselstraße, die aus dem

Innertkirchener Granit hervorgehen. Mit derartigen Gesteinen haben die beschriebenen Gneise strukturell nicht das mindeste gemein.

Ebenso ist eine Entstehung des Gneises durch Krystallisationsschieferung ausgeschlossen (vgl. hierzu Lit. 7 und 17). Die Struktur des großglimmrigen E. Gn. kann nach dem Gesagten nicht als krystalloblastisch bezeichnet werden. Diese Strukturform entsteht ja durch gleichzeitiges Wachsen aller Komponenten, während in dem vorliegenden Gestein sich deutliche Anklänge an reine Eruptivstruktur nachweisen lassen. Biotit ist (nach Zirkon und Apatit, die er einschließt) der zuerst gebildete Gemengteil. Ihm folgen die Feldspäte, von denen Plagioklas zum Teil noch deutlich erkennbare Krystallformen aufweist. Quarz bildet dagegen die Ausfüllung der Zwischenräume zwischen den übrigen Gemengteilen (vgl. Taf. XX, Fig. 1).

Es liegt also die normale Ausscheidungsfolge eines granitähnlichen Gesteins vor, die nur deshalb nicht mit vollständiger Klarheit zum Ausdruck kommt, weil die zuerst gebildeten Glimmerlagen die Auskrystallisierung der übrigen Bestandteile unter einer gewissen räumlichen Beschränkung erfolgen ließen.

Bei der Bildung des Gesteins kann es sich also weder um reine Druckmetamorphose (dagegen spricht das Fehlen mechanischer Deformationen) noch auch um Krystallisationsschieferung handeln (die Struktur ist nicht krystalloblastisch). Da die Anzeichen einer Metamorphose im Gestein fehlen, so möchte ich den grobglimmrigen Erstfelder Gneis für ein primär parallelstruiertes Eruptivgestein halten, in derselben Weise, wie dies für den Schapbachgneis des Schwarzwaldes angenommen wird (vgl. Lit. 37, 43). Auch der grobglimmrige Erstfelder Gneis wäre demnach als Eruptivgneis (Orthogneis) zu bezeichnen[1]).

Daß richtungslos körnige granitische oder syenitische Gesteine randlich in parallel struierte Gesteine übergehen können, wurde von Sauer am Beispiel des Durbachits gezeigt (Lit. 37). Im Gebiet des zentralen Aaregranits können überall die

[1]) Damit fällt das Gestein allerdings nicht mehr unter die Definition der krystallinen Schiefer als metamorphe Gesteine. Trotzdem kann der Name „Gneis“ beibehalten werden, da er, ohne auf theoretische Ansichten Rücksicht zu nehmen, nur die Erscheinungsform des Gesteins, vor allem seine Paralleltextur bezeichnen will. Zu einer Aufteilung der „Gneise“, wie sie von mancher Seite vorgeschlagen wird, ist gegenwärtig, wo sich die verschiedensten Anschauungen über die Genese dieser Gesteine gegenüberstehen, noch nicht die Zeit.

Übergänge zwischen richtungslosem Granit und „Gneis“ nachgewiesen werden. Worauf die Entstehung der Paralleltextur zurückzuführen ist, ist eine andere, noch ungelöste Frage; ich möchte sie mit Sauer und Schwenkel durch eine Art Fließbewegung im Magma erklären (vgl. Lit. 43, S. 171).

Mit dieser Auffassung der großglimmrigen E. Gn. lassen sich verschiedene andere Erscheinungen gut in Einklang bringen. Während bei den meisten Gneisen ebenflächige Paralleltextur vorherrscht, so finden sich doch auch Gneise, besonders am linken Reußufer der Gegend von Erstfeld, die eine schlierige Sonderung der Bestandteile sowie merkwürdige Biegungen, Fältelungen und Windungen der Lagen aufweisen. In den Sätteln sammelt sich dann häufig eine größere Quantität von Quarz-Feldspatmasse an. Diese Gneise stimmen nach einer Mitteilung von Herrn Dr. Schwenkel vollständig mit gewissen Gneistypen des Schwarzwaldes (z. B. des Feldbergebiets) überein. Ich möchte sie mit ihm als Schlierengneise bezeichnen. Unter dem Mikroskop zeigt sich mit aller wünschenswerten Deutlichkeit, daß diese Faltungen nicht sekundär im festen Gestein erzeugt worden sein können. Die Biotite, die die Erscheinung vor allem hervorbringen, zeigen keine Spur mechanischer Einwirkungen. Es müssen also diese Schlierenbildungen und Fältelungen primär im Gneismagma entstanden sein.

Andere Eigentümlichkeiten der Eruptivgneise zeigt eine Wanderung über den Sustenpaß. Nicht selten sieht man hier im Gneis helle Adern (6—10 cm mächtig), die in die Lagen der Gneise eindringen und hier ein linsenartiges An- und Abschwellen der Quarz-Feldspatlagen verursachen. Oft werden, anscheinend durch die Stoßkraft dieser eindringenden Eruptivmassen, Biegungen und Stauchungen der Lagen des Gesteins verursacht. Es handelt sich um Injektionen, denn es findet ja ein Eindringen nach vorgebildeten Lagen und Schichtflächen statt. Trotzdem ist das ganze Gestein als eruptiv anzusprechen; die Injektionen sind in Analogie mit Schwarzwälder Vorkommnissen als endogene zu erklären.

Das heißt: Der bereits in Erstarrung begriffene oder schon erstarrte Gneis erhielt hier aus der Tiefe neue Nachschübe, die auf Gängen und Adern aufdrangen und von hier aus den Flächen geringsten Zusammenhangs, den Glimmerflächen, folgten. Auf diese Weise wäre der starke Wechsel in der Mächtigkeit der Quarz-Feldspatlagen sowie die starke Durchaderung mancher Gneise zu erklären.

Auf die neueste Theorie, welche die großglimmrigen E. Gn.

als injizierte Schiefer zu erklären versucht, d. h. als ein Mischgestein, das dadurch entstanden wäre, daß aplitische Eruptivmassen auf den Schichtflächen eines Sediments eindrangen, wird später eingegangen werden.

Schwenkel weist für die Granulite des Schwarzwälder Gneismassivs nach, daß sie Spaltungsprodukte des Gneismagmas darstellen. Höchstwahrscheinlich sind auch die von Staub beschriebenen granatführenden, oft parallel struierten Aplite nichts anderes als Granulite, also vom Magma des Eruptivgneises abzuleiten. Außerdem gelang es mir, auf dem linken Reußufer oberhalb Erstfeld ein Gestein zu finden, das nach einer Mitteilung von Herrn Dr. Schwenkel sehr stark einem sillimanitführenden Granulit von Vorgelbach gleicht. Äußerlich zeigt sich das Gestein sehr fein parallel struiert, weiß mit einem Stich ins Grünliche. U. d. M. verrät es deutlich den eruptiven Ursprung. Idiomorphe, im Durchschnitt fast quadratische Plagioklase fallen auf. Die Quarze weisen rundliche Formen auf, wie sie für Granulite charakteristisch sind. Dazwischen hindurch ziehen sich streng parallel Strähnen von Sillimanit. Dieser scheint zum großen Teil aus Biotit hervorgegangen zu sein. Mineralbestand und Struktur erlauben also, das Gestein als Sillimanitgranulit zu bezeichnen.

Alles in allem genommen, muß die Ähnlichkeit der Erstfelder Eruptivgneise mit den Schapbachgneisen des Schwarzwalds jedem Kenner beider Gebiete auffallen. Sie bezieht sich sowohl auf den äußeren Habitus und die mikroskopische Struktur des normalen Biotitgneises als auch auf einzelne untergeordnete charakteristische Varietäten, die beiden Gebieten gemeinsam sind.

Auch ein Vergleich der chemischen Zusammensetzung beider Gesteine zeigt ihre nahe Verwandtschaft, was die nachfolgenden Analysen dartun sollen.

Analyse I: Orthogneis, normaler Erstfelder Eruptivgneis vom Sustlital (Südostfuß des Wasenhorns); zitiert nach Königsberger (Lit. 25). Analytiker: Sahlbom.

Analyse II: Gneis von Erstfeld (Varietät ähnlich dem Schapbachgneis); zitiert nach Staub (Lit. 44). Analytiker: Hezner.

Analyse III: Glimmergneis (Schapbachgneis), Wildschapbachtal; zitiert nach Lit. 37. Analytiker: Dittrich.

Analyse IV: Orthitgneis, ebendort; zitiert nach Rosenbusch (Lit. 32). Analytiker: Dittrich.

Die Analysen wurden auf Molekularprozente umgerechnet, daraus die Werte für A, C, F, T, n festgestellt; schließlich wurden noch die Osannschen Projektionswerte a, c, f berechnet (nach dem Vorgang von Becke (Lit. 6) und Grubenmann (Lit. 17) ohne den Tonerdeüberschuß als Molekül $(MgFe)Al_2O_4$ zu c zu schlagen). Der Tonerdeüberschuß wurde noch extra auf $a + c + f = 20$ umgerechnet.

Gewichtsprozente.

	I	II	III	IV
SiO_2	68,27	64,89	68,21	70,25
TiO_2	0,35	0,91	0,41	0,27
P_2O_5	—	1,10	0,10	—
Al_2O_3	15,08	14,69	12,22	14,47
Fe_2O_3	1,22	1,78	0,89	0,85
FeO	3,25	3,85	2,88	2,30
CaO	1,18	2,67	2,66	2,64
MgO	1,19	1,85	1,65	1,93
K_2O	4,76	4,05	2,47	3,04
Na_2O	3,70	2,57	4,43	2,82
Glühverl.	1,88	1,87	0,84	0,95
	100,88	100,32	99,76	99,52

Molekularprozente.

$SiO_2 + TiO_2$	75,61	73,7	76,15	76,65
Al_2O_3	9,78	9,6	7,99	9,26
FeO	4,00	4,7	3,43	2,79
CaO	1,39	3,2	3,17	3,07
MgO	1,96	3,1	2,75	3,15
K_2O	3,35	2,9	1,76	2,11
Na_2O	3,91	2,8	4,77	2,97
	100,0	100,0	100,0	100,0

Gruppenwerte (nach Osann-Grubenmann).

	I	II	III	IV
S	75,6	73,7	76,1	76,6
A	7,0	5,7	6,5	5,1
C	1,4	3,2	1,5	3,1
F	6,0	7,8	7,9	5,9
M	0,0	0,0	1,7	0,0
T	1,4	0,7	—	1,1
K	1,5	1,5	1,5	1,7
n	5,6	5,2	7,3	5,8

Projektionswerte (nach Osann).

a	9,7	7	8,2	7,2
c	2,0	4	1,9	4,4
f	8,3	9	9,9	8,4
$+ Al_2O_3$ auf $a + c + f = 20$	2,0	1	—	1,6

Die chemische Analyse der Erstfelder Gneise deckt sich mit den Befunden der mikroskopischen Untersuchung: es sind Gesteine von granitähnlicher Zusammensetzung; der Kalkgehalt ist mäßig, Natronfeldspat überwiegt den Kalifeldspat. Der Tonerdeüberschuß ist gering, jedenfalls nicht höher als bei einer großen Anzahl echt granitischer Gesteine (vgl. KÖNIGS-

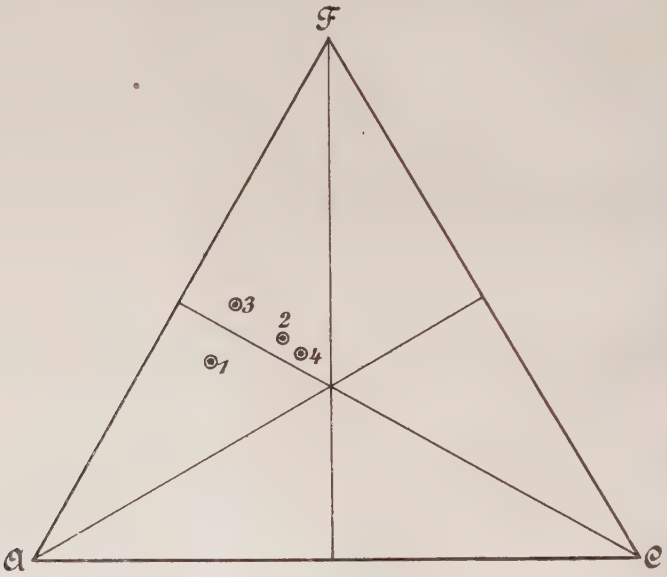


Fig. 1.

BERGER, Lit. 23). Ein Beweis dafür, daß in dem grobglimmrigen Erstfelder Gneis sedimentäres Material enthalten sein müsse, läßt sich mit einem so geringen Tonerdeüberschuß nicht führen. Mineralogisch ist er wohl auf den reichlich vorhandenen Biotit zurückzuführen. Die Analysen sind vielmehr wohl geeignet, die Ansicht von der rein eruptiven Natur des großglimmrigen E. Gn. zu stützen.

Ein Vergleich mit den Analysenwerten der beiden Schwarzwaldgneise zeigt ohne weiteres die nahe Verwandtschaft beider Gesteine.

2. Der Erstfelder Sedimentgneis.

Von dem grobschuppigen Erstfelder Eruptivgneis unterscheidet sich ein anderer Typus recht scharf; er gleicht den Renchgneisen des Schwarzwalds, die dort als Sedimentgneise

erkannt wurden. Es sind sehr feinkörnige Gneise mit kleinen Biotitblättchen. Die große Menge dieses Minerals verleiht ihnen dunkelbraunes bis schwärzliches Aussehen. Oft ist an diesen sehr gleichmäßig zusammengesetzten Gesteinen nur schwer eine Paralleltextur zu erkennen; zu einer Lagenbildung kommt es nicht. Trotzdem spaltet doch das Gestein hie und da ganz vorzüglich. Ein Aufschluß im typischen feinkörnigen Gneis oberhalb der Kröntehütte des S. A. C. im „Grau" zeigt geradezu eine Schichtung des Gneises. Er erscheint aus zahlreichen Bänkchen von ca. 5—8 cm Mächtigkeit aufgebaut. Da noch eine Klüftung senkrecht zur Schichtfläche hinzukommt, so entstehen bei der Verwitterung kleine prismatische Stücke. Auch sonst wurde in den feinkörnigen Gneisen ziemlich häufig ein derartiges Spalten wahrgenommeu. Unwillkürlich wird man durch diese Erscheinung an Schichtflächen eines ursprünglichen Sediments erinnert. An verschiedenen Stellen finden sich in den feinkörnigen E. Gn. Einlagerungen von Kalk oder Kalksilikatfels, was den Gedanken an sedimentäre Natur verstärken muß.

Ähnlich wie bei den Renchgneisen des Schwarzwalds findet man nur selten größere Blöcke dieses Gesteins, meist nur kleinere Bruchstücke. Infolge der ziemlich weitgehenden Klüftung ist hier auch die Verwitterung viel weiter fortgeschritten als in den kompakteren Eruptivgneisen.

Der Mineralbestand der feinkörnigen Gneise ist im allgemeinen derselbe wie in den Eruptivgneisen. Dagegen ergeben sich in der Ausbildung der einzelnen Gemengteile, in der Struktur, scharf unterscheidende Merkmale (vgl. Taf. XX, Fig. 2).

U. d. M. macht sich vor allem ein großer Reichtum an Biotit bemerkbar. Er tritt in lauter kleinen, aber meist streng parallel geordneten Schüppchen auf. Nur in seltenen Fällen finden sich Ansätze zur Lagenbildung, meist liegen die Glimmerkryställchen isoliert und unregelmäßig verteilt. Zum Teil erweist sich der Biotit noch als frisch und kräftig pleochroitisch; in andern Fällen hat schon die Verwitterung eingesetzt, die chloritische und muscovitische Substanzen liefert und in allen Stadien verfolgt werden kann.

In zweiter Linie fällt bei vielen Gesteinen dieser Art ein beträchtlicher Reichtum an Quarz auf, der in Gestalt runder oder länglicher Körner mit einfachen Umrissen erscheint. Pseudopodienartige Verzweigungen, wie sie für die Quarze der Eruptivgneise charakteristisch gefunden wurden, sind ihm fremd. Sehr wechselnd ist das Mengenverhältnis von Quarz und Feldspat; meist überwiegt der erstere.

An Feldspat ist Orthoklas und saurer Plagioklas vorhanden. Nähere Bestimmungen sind bei der Kleinheit des Korns und der meist schlechten Erhaltung nicht gut möglich. Auch das Verhältnis von Orthoklas und Plagioklas scheint starkem Wechsel zu unterliegen. Sehr häufig ist die Bildung muscovitischer Substanzen aus Feldspat.

Charakteristisch für diese Gneise ist nun das Auftreten von Sillimanit, der sich in vielen Gesteinen in Gestalt glänzender Strähnen nachweisen ließ. Bezeichnend ist auch die Anwesenheit von Graphit. Er bildet Stäbchen und Blättchen mit den eigentümlich faserigen Umrissen. Auch die für Graphit so typischen zerfaserten und aufgeblätterten Aggregate kommen vor. Granat konnte nur in wenigen Gesteinen aufgefunden werden; dagegen sind Apatit und Zirkon sehr häufige akzessorische Gemengteile. An Erzen finden sich blutrot durchscheinender Hämatit, Magnetit, seltner auch Pyrit.

Der Mineralbestand ist also, mit Ausnahme des sehr bezeichnenden Vorkommens von Sillimanit und Graphit, derselbe wie im Eruptivgneis. Um so schärfer sind die Unterschiede der Struktur. Zunächst muß auffallen, daß diese Gesteine viel feinkörniger sind als die Eruptivgneise. Alle Komponenten weisen annähernd gleiche Größe auf und stoßen in einfachen Begrenzungslinien zusammen. Eigene Krystallformen werden dabei nicht gebildet. Am ehesten ist dies noch beim Biotit der Fall; Quarz und Feldspat bilden dagegen überall rundliche oder schwach längliche Formen. Dabei finden noch gegenseitige Einschließungen der Komponenten statt, die wesentlich weiter gehen als bei den Eruptivgneisen. Sehr häufig umschließen sich Quarz und Feldspat; oft ist auch der Biotit vollständig in eins dieser Mineralien eingewachsen. Besonders finden sich diese Erscheinungen an vereinzelten größeren Feldspatkrystallen, die vollständig durchspickt erscheinen. Nicht selten kann man Feldspäte mit Anwachsrändern beobachten. Alle diese Tatsachen deuten auf ein gleichzeitiges Wachsen aller Komponenten hin; die Struktur, die auf diese Weise zustande kommt, ist als krystalloblastisch bzw. granoblastisch zu bezeichnen. Sie weist deutliche Anklänge an Kontaktstruktur (Siebstruktur) auf.

Das Substrat, das diesen Gneis lieferte, muß sedimentärer Natur gewesen sein; neben der äußeren Erscheinungsform und den erwähnten Kalkeinlagerungen sprechen Mineralbestand und Struktur der Gesteine dafür. Sillimanit ist ein typischer Gemengteil der Sedimentgneise des Schwarzwalds, Graphit deutet auf organische Einschlüsse (vgl. Rosenbusch, Lit. 30, I). Die Struktur der Gesteine zeigt in keiner Weise Anklänge an

Eruptivstrukturen. Vielmehr machen manche Partien u. d. M. direkt den Eindruck eines glimmerreichen Sandsteines (vgl. Taf. XX, Abb. 2). Diese feinkörnigen Gneise müssen demnach als Sedimentgneise aufgefaßt werden.

Die chemische Analyse bestätigt diese Ansicht.

Analyse V: Feinkörniger Biotitgneis von Silenen. Analytiker: Verfasser.

Analyse VI: Sericitgneis (Sedimentgneis) von Amsteg; zitiert nach Staub (Lit. 44). Analytiker: Hezner.

Gewichtsprozente.	V	VI
SiO_2	69,12	61,20
TiO_2	0,67	1,09
P_2O_5	—	0,33
SO_3	—	0,28
Al_2O_3	16,46	16,19
Fe_2O_3	1,43	0,27
FeO	2,71	6,64
MnO	—	0,10
CaO	2,10	1,36
MgO	0,71	3,62
K_2O	2,60	3,51
Na_2O	3,14	2,64
Glühverl.	0,73	3,22
	99,67	100,45

Molekularprozente.	V	VI
$SiO_2 + TiO_2$	76,81	70,7
Al_2O_3	10,68	10,8
FeO	3,67	6,6
CaO	2,48	1,6
MgO	1,18	4,9
K_2O	1,83	2,5
Na_2O	3,35	2,9
	100,0	100,0

Gruppenwerte.

	V	VI		V	VI
S	76,8	70,7	M	0,0	0,0
A	5,2	5,4	T	3,0	3,8
C	2,5	1,6	K	1,6	1,3
F	4,8	16,8			

Gesteinsformeln nach Osann:

V: $s_{76,8}$ $a_{8,3}$ $c_{4,0}$ $f_{7,7}$

VI: $s_{70,5}$ $a_{4,5}$ c_1 $f_{14,6}$

Die beiden Analysen zeigen ziemlich bedeutende Unterschiede, besonders bei Kalk, Eisen und Magnesia. Bei umgewandelten Sedimenten kann dies nicht wundernehmen. Für sedimentäre Natur der Gesteine spricht vor allem der beträchtliche Tonerdeüberschuß, der in solcher Höhe bei Eruptivgesteinen nicht gefunden wird.

Noch stärker kommen chemische Differenzen im Aufbau dieser Gneise durch die Einlagerungen von Kalksilikatfelsen und körnigem Kalk zum Ausdruck. Sie liefern den

besten und augenfälligsten Beweis für die sedimentäre Natur des feinkörnigen Gneises. Rosenbusch (Lit. 30, II) wies zuerst auf die große theoretische Bedeutung solcher Einlagerungen hin und beschrieb in klassischer Weise eine Anzahl von Vorkommnissen des Schwarzwalds (Lit. 30, II und III). Besonders schöne und petrographisch interessante Einlagerungen im Sedimentgneis des Erstfelder Gebiets finden sich an der Sustenstraße (Urner Seite). Dieses Vorkommen wird zuerst von Sauer (Lit. 38) erwähnt, der hier zum erstenmal in den Schweizer Alpen Wollastonitgesteine nachweisen konnte. Der Freundlichkeit von Herrn Sauer verdanke ich schönes Material von dieser Lokalität.

Folgt man von Färnigen an der Straße aufwärts, so führt der Weg vom Gorezmettlental an durch typische Eruptivgneise bis zur dritten Kehre oberhalb Sustenalp; hier steht ein merkwürdiges weißes Gestein mit grünlichen Flecken und Lagen an. Bessere Einblicke in die Verbandsverhältnisse gewährt der Anschnitt der vierten Kehre; auch die fünfte Kehre zeigt nochmals das weiße Gestein. Kurz darauf tritt man jedoch wieder in den Eruptivgneis ein, der nun bis zum Hotel Stein anhält. Es muß hier sofort auffallen, daß an dieser Stelle eine Bildung vorliegt, die von dem sonst herrschenden Gneis total verschieden ist. Durch tiefe Verwitterung einzelner Lagen treten fast senkrecht gestellte Bänke eines weißen Gesteins heraus. Zu dem massigen, keine Spur von Bankung aufweisenden Aufbau des Eruptivgneises bedeutet dies einen überaus scharfen Gegensatz. Das weiße Gestein läßt sich bei näherer Untersuchung als ein Kalksilikatfels erkennen, der hier in vielfacher Wechsellagerung mit einem feinkörnigen Biotitgneis auftritt. Dieser stimmt makroskopisch und mikroskopisch mit den oben beschriebenen Sedimentgneisen überein und überwiegt wohl an Quantität die Kalksilikatfelse. Der Eindruck, den man gewinnt, ist der, daß hier eine riesige Scholle von Sedimentgneis mit stark kalkhaltigen Einlagerungen vom Eruptivgneis eingehüllt ist. Dieser Eindruck wird dadurch verstärkt, daß diese Sedimentgneise in erheblicher Abweichung vom sonst üblichen alpinen NO-Streichen fast genau nach N streichen. In der Nähe folgen ihnen darin die Eruptivgneise, um in einiger Entfernung jedoch wieder allmählich in die gewöhnliche Richtung einzubiegen. Es liegt also ein Anschmiegen des Eruptivgneises an die Scholle, eine Art Umfließen derselben vor. Von ihr scheint ein richtunggebender Einfluß auf die Paralleltextur des umhüllenden Gneises ausgeübt worden zu sein. Eine den Sedimentgneis durchsetzende

pegmatitische Ader, hauptsächlich aus bläulichem Feldspat (Orthoklas) bestehend, deutet darauf hin, daß Eruptivmassen in geringem Maße auch ins Innere der Scholle eindrangen. Die mechanische Beeinflussung des Ganzen durch den tertiären Gebirgsdruck ist gering. Sie äußert sich in N—30° O streichenden sekundären Schieferungs- und Ablösungsflächen.

Besonderes Interesse erregen natürlich die Kalksilikatfelse, die als Einlagerungen in den Sedimentgneisen auftreten, und ihre petrographische Beschaffenheit.

Den häufigsten Typus stellt ein weißes Gestein dar, das deutlich parallel geordnete Lagen eines grünen Minerals aufweist, in dem man unschwer Augit erkennt. Außerdem ist in allgemeiner Verbreitung noch ein rötliches Mineral mit spitzrhombischen Durchschnitten zu finden, das sich dadurch als Titanit zu erkennen gibt. Bei der Verwitterung treten oft strahlig-faserige Aggregate heraus, die auf die Anwesenheit von Wollastonit hindeuten. — Während im allgemeinen eine mäßige Korngröße vorherrscht, so bilden doch einzelne Varietäten recht große Krystalle aus. Gewisse Kalksilikatfelse weisen prachtvolle grüne Augite von 4—5 cm Länge und 1 cm Durchmesser auf, die das charakteristische Prisma des Augits deutlich erkennen lassen. Die Titanitkrystalle wachsen in diesem Gestein bis auf $^1/_2$ cm Größe.

Bei der Untersuchung im Mikroskop muß zunächst auffallen, daß der größte Teil des Gesteins von einem Feldspat gebildet wird, der geringere Lichtbrechung als Canadabalsam besitzt und keine Spur von Zwillingslamellierung aufweist. Es liegt also offenbar Orthoklas vor. Meist treten ja in derartigen Gesteinen stark kalkhaltige Plagioklase auf; jedoch erwähnt auch Rosenbusch das Vorkommen von Orthoklas im Wollastonitfels des Bellenwald (Lit. 30, II, S. 388). Meist ist der Orthoklas schon etwas getrübt, hie und da auch schwach sericitisiert. Der Augit erscheint im Dünnschliff vollkommen farblos; an maximaler Auslöschungsschiefe wurde 38—39° gemessen; es handelt sich demnach um Diopsid, worauf schon der makroskopische Habitus der Krystalle schließen läßt. Allgemein verbreitet ist eine sehr feine und scharfgezeichnete Zwillingsbildung nach (100). Besonders zeigen dies auch die schönen großen Augitindividuen. Meist findet sich der Augit in den Feldspat eingewachsen, hie und da in skelettförmigen Krystallen. Im allgemeinen ist er noch vollständig frisch; an manchen Stellen kommt eine schwache Serpentinisierung vor. — Sehr häufig ist Titanit, der in schön idiomorphen Krystallen

(Briefkuvertform) im Augit oder Feldspat eingewachsen auftritt. An manchen Krystallen ist ein deutlicher Pleochroismus bemerkbar (farblos — bräunlichrot). Die überaus gleichmäßige und ziemlich reichliche Titanitführung ist als besonderes Charakteristikum aller Varietäten zu bezeichnen. Dasselbe betont Rosenbusch für die „Paraaugitgneise“ (Kalksilikatfelse) des Schwarzwalds (Lit. 30, II, S. 372). Vgl. auch Sauer: Erl. zu Bl. Gengenbach, 1894. Regelmäßig findet sich auch Zoisit, der an seinen stahlblauen Interferenzfarben leicht zu erkennen ist und meist Aggregate bildet. Wollastonit findet sich in dieser Gesteinsvarietät nur in geringen Mengen; er tritt in radiär angeordneten Büscheln von schlanken Nadeln auf. Ob der in geringer Menge vorkommende Kalkspat als direkt aus dem Sediment stammend zu erklären ist, oder ob in ihm Verwitterungs- und Infiltrationsprodukte vorliegen, ist nicht gut zu entscheiden. Apatit in Gestalt kurzer gedrungener Säulchen ist regelmäßig vorhanden, freier Quarz dagegen selten. Erze konnten nicht gefunden werden. Sie fehlen anscheinend, wie hier gleich angefügt werden soll, allen Kalksilikatfelsen des Sustenpasses.

Die Gesteinsstruktur ist die typischer Kontaktgesteine: fast alle Bestandteile schließen sich (soweit die Größenverhältnisse dies erlauben) gegenseitig ein. Das Gestein, aus dem dieser Kalksilikatfels hervorging, muß ein vorwiegend toniges, kalireiches Sediment mit mäßigem Kalkgehalt gewesen sein.

Es sei gleich hier die Beschreibung eines Kalksilikatfelses vom Opplital (linkes Nebental der Reuß zwischen Amsteg und Erstfeld) angefügt, der makroskopisch der eben beschriebenen Varietät vom Sustenpaß außerordentlich gleicht. U. d. M. zeigt sich eine starke Zunahme des Quarzes, der dem Feldspat gleichkommt. Neben unverzwillingtem Feldspat tritt noch ein zwillingsgestreifter saurer Plagioklas auf. Im übrigen gleicht das Gestein vollständig dem vom Sustenpaß.

Andere Gesteine des Sustenpasses zeigen nun ein Zunehmen der Kalksilikate auf Kosten des Feldspates, der nach und nach vollständig verschwindet. Diese Gesteine besitzen weiße Farbe; nur noch wenige lichtgrüne Flecken lassen Augit darin erkennen. Dagegen sind schon makroskopisch seidenglänzende radiärfaserige Aggregate eines weißen Minerals zu erkennen. Es handelt sich um Wollastonit. Die mikroskopische Untersuchung bestätigt, daß hier echte Wollastonitfelse vorliegen. Schön radiär angeordnete Büschel schlanker Wollastonitsäulchen beherrschen das ganze Strukturbild. Kalkspat ist in diesem

Gestein noch in schön ausgebildeten, zwillingslamellierten Krystallen vorhanden und stellt sicher einen primären Bestandteil dar. Von den Büscheln des Wollastonits wird er kreuz und quer durchschossen, und man bekommt geradezu den Eindruck, als würde der Kalkspat von dem ihn durchwachsenden Wollastonit allmählich aufgezehrt. Vom Wollastonit hebt sich durch stärkere Lichtbrechung deutlich der Augit ab. Er kommt nur in relativ kleinen Krystallen vor, liegt häufig innerhalb der Wollastonitrosetten und weist Zwillingslamellierung nach (100) auf. Kleine Körner von Titanit und Apatit sind sehr zahlreich, Quarz dagegen selten.

Das Substrat, das diesem Wollastonitfels zugrunde lag, muß, im Gegensatz zum vorigen Gestein, ein kalkreiches, tonerdearmes Sediment gewesen sein.

Eine weitere Zunahme des Kalkes zeigt ein Typus, der nun schon als silikatreicher Marmor bezeichnet werden kann. Dieses Gestein gleicht äußerlich dem zuerst beschriebenen: weiße Farbe mit grünlichen Lagen. Jedoch erkennt man schon mit der Lupe in dem weißen Mineral zwillingslamellierten Kalkspat. Eine weitere Eigentümlichkeit, die schon makroskopisch in die Erscheinung tritt, sind schwarze, überaus lebhaft glänzende Körnchen. U. d. M. zeigt sich das Gestein als zum größten Teil aus Kalkspat bestehend. Es scheint einer Pressung unterlegen zu sein: auf Gleitflächen erfolgten leichte Verschiebungen der Krystalle; zum Teil sind die Zwillingslamellen stark verbogen. Im Kalkspat eingeschlossen finden sich zerstreut Körner von Apatit und Quarz sowie Augitkrystalle mäßiger Größe; auch kleine idiomorphe Kryställchen von Titanit sind weit verbreitet. Vor allem aber fällt das schon makroskopisch erkennbare schwarze Mineral auf, das sich durch seinen blendenden Glanz und seine Unlöslichkeit in HCl als Graphit zu erkennen gibt. Teils sind es rundliche Körner mit Andeutung von Krystallflächen, teils Stäbchen mit zerfasertem Rand.

In diesem krystallinen Kalk finden sich nun Lagen von Silikaten, die eine große Anzahl von Mineralien erkennen lassen. Häufig sind Zoisit, schwach pleochroitischer grünlicher Epidot und Augit (Diopsid). Außerdem kommt Orthoklas, zonarer Vesuvian und Granat vor. Alle diese Mineralien sind aufs engste miteinander verwachsen. Titanit, Apatit und Graphit finden sich auch hier in den Silikatlagen. Freier Quarz ist an den Grenzen dieser Lagen gegen den Kalk ziemlich häufig und drängt sich oft noch zwischen die einzelnen Krystalle ein.

Nach dem Mineralbestand zu schließen, liegt also hier ein kontaktmetamorphes Kalkgestein mit geringem Tonerde- und Kieselsäuregehalt vor.

Reiner (silikatfreier) krystalliner Kalk konnte nur in wenigen Stücken gefunden werden, die zudem jedenfalls nur sekundäre Bildungen darstellen.

An den zuletzt beschriebenen Typus vom Sustenpaß schließen sich nun sehr eng Gesteine an, die von Herrn Prof. Sauer im Schuttkegel des Riedbachs bei Erstfeld gefunden wurden. In ihnen nimmt der Kalkgehalt noch weiter zu. Die innige Verbindung mit Gneis beweisen Handstücke, die zur einen Hälfte aus dem feinkörnigen Sedimentgneis, zur andern aus krystallinem Kalk bestehen. Der Gneis zeigt kleine, parallel geordnete Biotitschüppchen, die zum größten Teil schon der Chloritisierung anheimgefallen sind. Gegen den Kalk hin stellen sich einzelne Graphitkörner, Augit- und Kalkspatkryställchen im Gneis ein. Die Grenze bildet eine helle glimmerfreie Zone von ungefähr $^1/_2$ cm Breite. Der krystalline Kalk, der nun folgt, bildet gegen den Gneis eine Lage von Kalksilikaten aus. Vor allem ist es Augit, der an der Bildung dieser Grenzzone beteiligt ist; daneben findet sich Titanit, Wollastonit, Apatit und Granat. Quarz drängt sich zwischen die Kalkspatkrystalle ein. Diese weisen große, sehr schön verzwillingte Individuen auf, die häufig eine schwache Druckwirkung erkennen lassen. Der krystalline Kalk führt noch vereinzelte kleine Augite neben sehr reichlich vorhandenem Graphit. Oft zeigen sich die Calcitkrystalle von staubförmig verteiltem Graphit imprägniert. Die Kalksilikate sind bei diesem Gestein also hauptsächlich auf die Grenze gegen den Gneis beschränkt, wo bei der Metamorphose vielleicht ein gegenseitiger Stoffaustausch vor sich ging.

Ein anderes krystallines Kalkgestein derselben Lokalität zeigt in der Art und Weise seiner Verwitterung einen Aufbau aus chemisch differenten Lagen. U. d. M. zeigt es sich zum größten Teil aus grobkrystallinem Kalkspat zusammengesetzt, in dem zerstreut einzelne Körner von Augit, Granat, Titanit und Graphit liegen. Die Lagen, die sich bei der Verwitterung als widerstandsfähiger erweisen, werden von Quarz gebildet, der zahlreiche Krystalle von stahlblau polarisierendem Zoisit einschließt.

In anderen krystallinen Kalken finden sich statt dessen einzelne Lagen von Wollastonit in den schon mehrmals erwähnten büscheligen Aggregaten.

Die petrographische Untersuchung der Kalksilikatfelse des Sustenpasses, denen sich die Kalkeinlagerungen des Riedtals eng anschließen, bestätigt also die zuerst ausgesprochene Ansicht, daß in ihnen umgewandelte Sedimente vorliegen. Ihre enge Verbindung mit dem feinkörnigen Gneis macht es sicher, daß auch er ein umgewandeltes Sediment darstellt. Liegt diesem in der Hauptsache ein grauwackenähnliches Material zugrunde, so liegen uns in den Kalksilikatfelsen, bezw. körnigen Kalken, tonig-kalkige bis kalkige Zwischenlagerungen dieses Gesteins vor.

Dann erlaubt uns aber die petrographische Untersuchung, auch die Frage nach der Art und Weise der Umwandlung zu beantworten. Der Mineralbestand der Kalksilikatfelse (Wollastonit, Augit, Vesuvian, Zoisit, Granat) spricht entschieden für Kontaktmetamorphose. Damit erhalten wir auch eine Andeutung, wie wir uns die Entstehung des Sedimentgneises zu denken haben: auch er dürfte im wesentlichen unter den Verhältnissen der Kontaktmetamorphose gebildet worden sein.

Zum Schluß sei nochmals auf die frappante Ähnlichkeit der Kalksilikatfelse des Sustenpasses mit den entsprechenden Einlagerungen im Sedimentgneis des Schwarzwalds hingewiesen. Es wiederholen sich in beiden Gebieten vollständig dieselben Typen mit ihren charakteristischen Einzelheiten (vgl. hierzu Rosenbusch, Lit. 30, a und b, und Thürach, Lit. 46).

Als eine Varietät des Sedimentgneises muß hier endlich noch ein merkwürdiges Gestein beschrieben werden, das von Sauer bei Silenen gefunden wurde. Es ist ein feinkörniger, graugrünlicher Gneis, der makroskopisch kaum eine Paralleltextur erkennen läßt. Das ungewöhnliche daran sind hellbläuliche Flecken, die bis 1 cm Durchmesser aufweisen. Das Mineral, das sie bildet, zeigt gut ausgebildete spiegelnde Krystallflächen und gibt sich dadurch als Feldspat zu erkennen. Meist sind diese Feldspäte von einer etwas dunkleren Zone umgeben. U. d. M. zeigt die Hauptmasse des Gesteins den Typus eines normalen feinkörnigen Sedimentgneises mit Biotit, Feldspat (meist Plagioklas) und Quarz. Merkwürdig ist nun das Auftreten von Turmalin, der sich zahlreich in Gestalt kurzer gedrungener Säulchen einstellt (Durchmesser 0,1—0,15 mm, Länge bis 0,5 mm). Meist fügen sich diese Säulchen in die Parallelität des Gesteins ein. Der Turmalin ist deutlich pleo-

chroitisch (a = farblos, c = hellbraunn) und weist nicht selten Zonarstruktur auf. In krystallographisch begrenzten Hohlräumen führt er Flüssigkeitseinschlüsse. Er tritt meist mit Biotit vergesellschaftet auf, findet sich aber auch im Quarz und Feldspat eingewachsen.

Von diesem Strukturbild heben sich nun deutlich die großen Feldspataugen ab. Um sie herum findet eine Anreicherung des Biotits statt. Im Gegensatz zu den Feldspäten des übrigen Gesteins erweisen sich diese großen Krystalle als Orthoklas. Häufig sind in ihnen runde Einschlüsse von Quarz, die gegen den Rand hin an Zahl zunehmen; hier wird auch Turmalin, jedoch kein Biotit eingeschlossen. Neben spärlichem Sericit bilden sich in diesen großen Orthoklaskrystallen eigentümliche haarförmige Verwitterungsprodukte die zum Teil an Sillimanit erinnern.

Was diese merkwürdigen Gebilde zu bedeuten haben, ist unklar. Jedenfalls steht das Vorkommen des Turmalins und der Feldspataugen in einem gewissen Zusammenhang; beides ist vielleicht durch eine pneumatolytische Beeinflussung des Gesteins zu erklären. Damit würde dieser Gneis zu andern Gesteinen überleiten, die sicher eruptives Material aufgenommen haben, also Mischgneise darstellen.

3. Die Mischgneise.

Meist tritt uns der Sedimentgneis nicht in vollständiger Reinheit entgegen. Vielfach zeigt er sich (in sehr wechselndem Maße) durchdrungen von eruptivem Material, so daß diese Gneise als „Mischgneise" von den echten Sedimentgneisen abgeschieden werden müssen.

Nicht selten finden sich im Sedimentgneis aplitische bezw. granulitische Gänge; von ihnen aus führen Gängchen ins Nebengestein, die sich zuletzt in feine Adern auflösen. Eben diese feinen letzten Verzweigungen sind ungemein charakteristisch für weite Gebiete. Ihre Ablösung von größeren Aplitmassen, die nicht selten noch Bruchstücke des benachbarten Gneises einschließen, konnte nur selten beobachtet werden; nicht selten erweisen sich die feinen Äderchen bei der Verwitterung als widerstandsfähiger und treten dann plastisch aus dem Gestein heraus. Scheinbar ohne Regel setzen sie quer oder schief zur Schichtung durch den Sedimentgneis hindurch, oft in eigentümlich gebogenen und gewundenen Linien[1]. Auf kurze Strecken können

[1]) Die Erscheinungen zeigen die größte Ähnlichkeit mit den neuerdings von Sederholm beschriebenen und abgebildeten „ptygmatisch gefalteten Aplitadern". (N. J. f. Min., Beilage-Bd. 36, 1913).

sie auch in der Schichtungsebene verlaufen, meist weichen sie bald wieder davon ab. Hie und da kommen bauchige Anschwellungen der Adern vor, in denen sich das Eruptivmaterial staut. Daß die Schichtflächen der Gneise nicht in viel weitgehenderem

Fig. 2.
Sedimentgneis mit eruptiven Adern. Block im Riedbach bei Erstfeld. $^1/_4$ natürl. Größe.

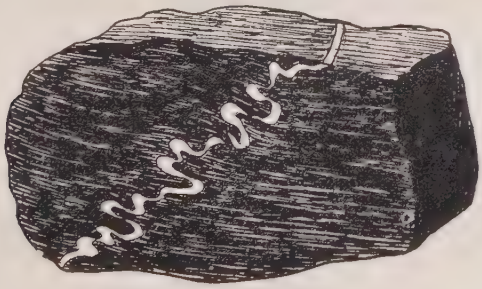


Fig. 3.
Sedimentgneis mit gewundener aplitischer Ader quer zur Schichtung. Riedbach. Natürl. Größe.

Maße benutzt werden, erklärt sich aus ihrer undeutlichen Ausbildung, dem Mangel an Lagentextur (vgl. das mikroskopische Strukturbild, Tafel I, 2). Nur an wenigen Stellen bilden sich Injektionen nach Schichtflächen. In dünnen keilförmigen Lagen dringt hier die Eruptivmasse in den Sedimentgneis ein, um jedoch bald ihre Stoßkraft zu verlieren und blind zu endigen (vgl. Fig. 4).

U. d. M. zeigen diese so häufigen Eruptiväderchen überall gleichartige Zusammensetzung. Ziemlich große, idiomorphe Feldspäte bilden die Hauptmasse. Es kommt Orthoklas und sehr feinlamellierter Plagioklas vor. Am Rand der Orthoklase finden sich zum Teil myrmekitische Verwachsungen. Biotit scheint dem eindringenden Eruptivmaterial zu fehlen; wo er auftritt, ist er nach vielen Beobachtungen vom Nebengestein, dem Sedimentgneis, losgerissen und in das Gängchen hinein verflößt worden. Die Begrenzung der Äderchen ist manchmal vollkommen scharf, in andern Fällen findet an der

Fig. 4.
Sedimentgneis mit Injektionen. Arni bei Amsteg. $^1/_2$ natürl. Größe.

Berührungsfläche eine teilweise Durchdringung von Eruptiv- und Sedimentmaterial statt. Diese Vermischungszone überschreitet jedoch kaum die Breite von $^1/_2$ cm. Makroskopisch äußert sich der Vorgang in einem allmählichen Verschwinden der Biotite gegen das Gängchen hin. Hie und da finden sich an Stellen, wo das Eruptivmaterial offenbar Teile des Nebengesteins assimiliert hat, Krystalle von Granat. Anhäufungen von Biotit gegen die Äderchen hin, wie sie Staub (Lit. 44, S. 9) beschreibt, konnten nicht gefunden werden; ebensowenig zeigten die Glimmer in der Nachbarschaft der Gängchen eine Änderung ihres Erhaltungszustands.

In allen derartigen durchaderten „Mischgneisen“ kann Eruptiv- und Sedimentmaterial gut auseinandergehalten werden. In anderen Fällen macht dies Schwierigkeiten. Schon in dem Handstück, das in Fig. 4 abgebildet ist, deutet die glimmerreiche Lage inmitten des hellen (eruptiven) Teils darauf hin, daß hier eine Aufschmelzung und vollständige Lostrennung von Sedimentmaterial erfolgt ist. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich in einem Gestein vom Faulenbachfall (Erstfelder Tal), das neben dunklen, durchaus sedimentgneisartigen Partien hellere

Lagen zeigt, die sich in ausgezeichneter Paralleltextur in glimmerärmere und -reichere Bänder differenzieren. U. d. M. zeigen sich sehr wechselnde Strukturverhältnisse: neben ziemlich reiner Eruptivstruktur tritt ein intensives gegenseitiges Sich-Durchdringen aller Bestandteile ein. Sehr häufig sind zerstückelte Granaten. Jedenfalls handelt es sich hier um ein Mischgestein, in dem durch eine eindringende aplitische Masse Teile des Sedimentgneises losgelöst und mehr oder weniger vollständig assi-

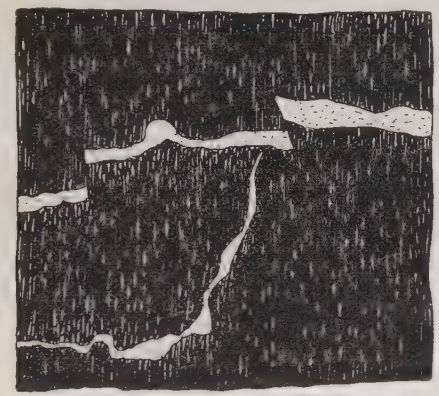


Fig. 5.

Sedimentgneis mit pegmatitischen Adern (z. T. verworfen). Grau (Erstfelder Tal). $^1/_{10}$ natürl. Größe.

miliert wurden. Die streng parallele Anordnung der chemisch differenten Partien geschah durch die Fließbewegung des sich eindrängenden Eruptivmaterials.

Neben den Apliten kommen im Gebiet der Sedimentgneise noch pegmatitische Adern in Betracht, die besonders im „Grau“ schön zu beobachten sind. — Auch sie setzen meist unbekümmert um die Schichtung quer durch das Gestein hindurch mit vereinzeltem schwachem seitlichem Eindringen. Sie bestehen aus grobkrystallinem, bläulichem Feldspat (Orthoklas), kleinen Nestern von Biotit und wenig Quarz. Die vom Sustenpaß erwähnte Ader im Sedimentgneis der Scholle ist identisch mit den Pegmatiten des Grau.

Fragen wir schließlich nach der Abstammung dieser Eruptivmassen, so ist es das nächstliegende, sie auf den Eruptivgneis zurückzuführen. Das Sedimentgneisgebiet des Grau liegt vollständig im Eruptivgneis eingeschlossen, der es in größerem und

kleinerem Maßstab durchdringt und so zum Teil Mischgneise aus ihm schafft. Das Auftreten des Pegmatits in der Scholle am Susten, das nur auf den umhüllenden Eruptivgneis zurückgeführt werden kann, bestätigt diese Ansicht.

Ein Vergleich mit den Mischgneisen des Schwarzwaldes zeigt, daß auch hier weitgehende Ähnlichkeiten bestehen. (Vgl. hierzu Schwenkel (Lit. 43) und eine in nächster Zeit erscheinende Arbeit von Haffner.)

4. Amphibolite.

In den meisten Gneisgebieten finden sich als Einlagerungen in wechselnder Anzahl und Mächtigkeit Gesteine (eruptiver oder sedimentärer Entstehung), deren gemeinsamer Charakter ein hoher Gehalt an Hornblende ist, und die deshalb als Amphibolite bezeichnet werden. Sie fehlen auch den Erstfelder Gneisen nicht und kommen sowohl in den Eruptivgneisen als auch in den Sedimentgneisen vor. Es seien im folgenden zwei Typen beschrieben.

Der erste Typus stammt aus dem Erstfelder Tal und ist als Plagioklasamphibolit zu bezeichnen. Plagioklas (von der chemischen Zusammensetzung des Oligoklas) übertrifft die übrigen Mineralien an Quantität. Zwillingsbildung nach Albit- und Periklingesetz ist allgemein verbreitet; selten werden von dem Mineral eigene Krystallflächen ausgebildet. Häufig finden sich die bekannten rundlichen Quarzkörner im Feldspat eingeschlossen; sonst kommt wenig freier Quarz vor. Mit dem Feldspat eng verbunden ist die Hornblende. Sie ist meist in unvollkommenen Krystallen im Feldspat eingewachsen; gewöhnlich sind nur die Krystallflächen des Prismas ausgebildet. Die Hornblende ist schwach pleochroitisch (a = schwach gelblich, b = grünlich, c = hellbraungrün) und weist Auslöschungsschiefen bis zu 12° auf. Biotit findet sich häufig in krystallographischer Orientierung nach den Prismenflächen in Hornblende eingewachsen. Meist ist er schon weitgehend chloritisiert und durch Ausscheidungsprodukte verunreinigt. Apatit, Zirkon und Eisenerze vervollständigen den Mineralbestand des Gesteins.

Scharf davon unterschieden ist ein zweiter Typus, ein Gestein von Silenen, das aus Sedimentgneisen stammt. Es ist fast schwarz, sehr dicht und kolossal zähe. Hornblende und Biotit sind schon makroskopisch zu erkennen. U. d. M. zeigt sich, daß Hornblende den Hauptbestandteil des Gesteins bildet. Sie erscheint jedoch nicht in größeren zusammenhängenden Krystallen, sondern als ein Haufwerk sehr kleiner Körner und Prismen. Der Hornblende kommt an Quantität der Quarz

nicht ganz gleich. Zwischen beiden Mineralien bestehen innige Verwachsungen: bald scheint Hornblende in Quarz eingewachsen, bald Quarz in Hornblende, die Struktur des Gesteins ist also „diablastisch". Außer Hornblende und Quarz kommt noch Biotit vor, meist in Aggregaten von mehreren Blättchen. Er schließt spärliche Eisenerze (Magnetit) ein.

Nach dem Mineralbestand zu schließen, muß das Gestein sedimentären Ursprungs sein; nach den Hauptgemengteilen ist es als Quarzamphibolit zu benennen.

5. Abzweigungen eines granitischen Magmas im Gebiet der Erstfelder Gneise.

Zum Schluß sind noch Gesteine aus dem Erstfelder Gneisgebiet zu erwähnen, die streng genommen nicht in den Verband der Gneise gehören; sie sind jünger als diese. Hierher zählen der von Staub zuerst erwähnte „Granitstock" von Erstfeld, der von einem Quarzporphyr begleitet ist, sowie gewisse von Sauer im Erstfelder Tal aufgefundene basische Ganggesteine (Minette, Gangporphyrit, Orthophyr). Bei dem „Granitstock" Staubs handelt es sich zweifellos um einen Gang von Granitporphyr, der auf ein in der Tiefe verborgenes granitisches Magma hinweist. Auch die Ganggesteine Sauers deuten darauf hin; als Ganggefolge eines Eruptivgneises sind solche Gesteine noch nicht bekannt geworden.

Durch diese Erscheinungen wäre eine weitere Analogie zwischen Schwarzwald und Erstfelder Gneisgebiet festgestellt. Auch dort wird ja das Gneisgebirge regelmäßig von Granitporphyrgängen durchbrochen, die meist der varistischen Streichrichtung SW—NO folgen; auch Gänge basischer Ganggesteine (Minette) im Gneis sind aus dem Schwarzwald bekannt geworden.

Das Granitmagma, auf welches diese Ganggesteine als magmatische Differenzierungen zurückzuführen sind, ist ohne Zweifel das des Innertkirchener Granits, das weiter nach W an die Oberfläche tritt.

Es sei hier noch die Beschreibung einer typischen Minette aus dem Erstfelder Tal angefügt, die von Sauer an mehreren Stellen im Gehängeschutt gefunden wurde.

Das Gestein ist feinkörnig und glimmerreich, von sehr dunkler Färbung. Die Untersuchung im Dünnschliff läßt alle Eigentümlichkeiten erkennen, die für dieses lamprophyrische Ganggestein so charakteristisch sind. Den Hauptbestandteil bildet ein länglich leistenförmiger Feldspat, der häufig Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz aufweist. Jedenfalls handelt

es sich um Orthoklas. — Quarz ist sehr selten. Dem Feldspat folgt an Menge der Biotit, der zum Teil in kleinen Schüppchen zwischen den Feldspäten liegt, jedoch auch größere Krystalle ausbildet. Diese zeigen in schöner Weise die charakteristischen Eigenschaften des Biotits in derartigen Gesteinen: zonare Struktur (außen dunkler, d. h. eisenreicher als innen) und randliche Zerlappung. Mit Biotit zeigt sich oft Pyrit verwachsen. — Recht häufig ist ein farbloser Augit, der jedoch meist schon der Zerstörung anheimgefallen und nur noch in Überresten zu sehen ist. Er wandelt sich in Chlorit um, und auch der reichlich vorhandene Kalkspat muß zum Teil auf Rechnung des Augits gesetzt werden. Apatit in langen dünnen Nädelchen ist sehr häufig.

Durch die beschriebenen Eigenschaften wird das Gestein als typische Augit-Minette charakterisiert, d. h. als basisches Spaltungsprodukt eines granitischen Magmas.

IV. Allgemeines über die Erstfelder Gneise.

Schon bei der Beschreibung der einzelnen Gneistypen wurde auf ihre enge Verwandtschaft mit Schwarzwaldgesteinen hingewiesen. Es mögen diese Analogien noch einmal im Zusammenhang dargestellt werden.

Der großglimmrige Biotitgneis des Erstfelder Gebiets entspricht dem normalen Schapbachgneis des Schwarzwalds. Gebänderte und gefältelte Varietäten finden ihr Analogon in den „Schlierengneisen“ der Feldberggegend und des Kinzigtals. Von Granuliten wurde ein Sillimanitgranulit gefunden, der sein Gegenstück in der Kinziggegend findet. Die feinkörnigen Sedimentgneise des Erstfelder Massivs sind den Renchgneisen des Schwarzwalds gleichzustellen. Auch in ihnen finden sich Kalksilikateinlagerungen, die denen des Schwarzwalds auffallend gleichen. Neben Eruptiv- und Sedimentgneisen treten in beiden Gebieten Mischgneise auf. Die Amphibolite weisen sehr ähnlichen Habitus auf.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Übereinstimmung des Erstfelder Gneiskomplexes mit dem des Schwarzwaldes für den Kenner beider Gebiete eine ganz überraschende ist. Nach der Aussage von Herrn Dr. Schwenkel könnte man bei jedem meiner in der Erstfelder Umgebung gesammelten Handstücke irgendeinen Ort im Schwarzwälder Grundgebirge nennen, wo derselbe Typus vorkommt. Was dies bedeutet, versteht der, der schon verschiedene Gneismassive kennen gelernt hat. Die Typen krystalliner Schiefer, wie sie uns etwa der Schwarzwald, das Erzgebirge, der Böhmisch-Bayrische Wald oder irgendein alpines Gneisgebiet (z. B. der Simplon)

bieten, sind alle unter sich verschieden; für jedes Gneisgebiet sind gewisse Gesteine charakteristisch, die sich in einem andern nicht vorfinden. Nie ist z. B. im Schwarzwald ein Gneis nachgewiesen worden, der etwa an den Cordieritgneis des Bayrischen Waldes erinnern würde. — Daran ändert auch eine gleiche Entstehung zweier Gesteine nichts. Genetisch ist der Eruptivgneis des Schwarzwalds dem Eruptivgneis des Erzgebirges gleichzustellen: es sind primär parallel struierte Eruptivgesteine. Trotzdem lassen sie sich sehr gut unterscheiden, es sind verschiedene Typen. Wenn nun eine derartig vollkommene petrographische Übereinstimmung aller, nicht bloß einzelner Glieder besteht wie zwischen Erstfelder Gneisen und Schwarzwaldgneisen, so ist der Schluß zwingend, daß es sich hier um verschiedene Teile eines und desselben Gneismassivs handeln muß. Königsberger (Lit. 25) spricht die Ansicht aus, der Erstfelder Orthogneis „entspreche genetisch dem Eruptivgneis des Schwarzwalds, des Erzgebirges und anderen Orthogneisen". Es ist auf Grund der überraschenden Ähnlichkeit beider Gneisgebiete erlaubt, weiter zu gehen und zu sagen: Das Erstfelder Gneismassiv ist mit dem des Schwarzwalds identisch. nach einer Unterbrechung durch Sedimentbedeckung tauchen hier bei Erstfeld wieder echte Schwarzwälder Gneise empor.

Über die Entstehung des Schwarzwälder Gneisgebirges hat in letzter Zeit nach Sauer (Lit. 37) und Rosenbusch hauptsächlich Schwenkel gearbeitet (Lit. 43). Nach ihm wäre der Gang der geologischen Ereignisse im Schwarzwald der folgende: Jedenfalls in präcambrischer Zeit dringt ein Magma (der Schapbachgneis) in einen Sedimentkomplex ein, den es durch und durch metamorphosiert (Renchgneis). Randlich findet eine intensive gegenseitige Durchdringung, die Bildung von Mischgneisen, statt. Das eruptiv eindringende Magma erstarrt mit paralleler Anordnung seiner Gemengteile, was auf eine Art von Fließbewegung im Magma zurückzuführen ist. Granulite und gewisse Pegmatite stellen Spaltungsprodukte des Gneismagmas dar.

Schwenkel weist außerdem ausführlich nach, daß der mittelcarbonische Granit den Gneis bereits so vorfand, wie er uns auch heute noch vorliegt. Von einer Bildung von Injektionsgneisen durch den Granit kann demnach keine Rede sein.

Diese Anschauungen möchte ich auf die Erstfelder Gneise übertragen. Leider ist es hier nicht in demselben

Maße möglich, genetische Studien zu treiben wie im Schwarzwald. Künstliche Aufschlüsse, die frisches Material liefern würden und einen Einblick in die Natur der eruptiven Vorgänge gewähren könnten, wie dies bei den Steinbrüchen des Schwarzwaldes so schön der Fall ist (vgl. die ungewöhnlich günstigen Aufschlüsse im Kinzigtal!), fehlen fast vollständig. Was über die geologischen Verbandsverhältnisse der einzelnen Gneistypen festgestellt werden konnte, ist ungefähr folgendes: Eruptivgneis und Sedimentgneis wechseln miteinander ab. Zunächst treten beim Auftauchen der E. Gn. Eruptivgneise auf; dann folgen im Profil des Reußtals feinkörnige Sedimentgneise, die aber wieder von Eruptivgneisen abgelöst werden. So konnten z. B. bei Bristen wieder Eruptivgneise von normalem Typus, allerdings durch Gebirgsdruck etwas verändert, gefunden werden. Auch die Arbeiten am Stausee auf dem Arni lieferten schönes Material von Eruptivgneisen. Das Erstfelder Tal liegt der Hauptsache nach in Eruptivgneisen; auch der Krönte ist aus ihnen aufgebaut. Dazwischen liegen die typischen Sedimentgneise des Grau, die deutlich Beeinflussung durch eruptives Material zeigen. Am Sustenpaß fanden sich die beschriebenen Kalksilikatlagen in Sedimentgneis; das Ganze schwimmt als riesige Scholle im Eruptivgneis. Hier wird es uns auch klar, daß es in erster Linie der Eruptivgneis selber war, der die Sedimente metamorphosierte und je nach der chemischen Zusammensetzung des vorgefundenen Materials Sedimentgneise oder Kalksilikatfelse daraus erzeugte.

Diese Beobachtungen stimmen mit den Verhältnissen des Schwarzwaldes überein und lassen es als das gegebene erscheinen, die angeführten Anschauungen über die Entstehung des Schwarzwälder Gneismassivs auch auf die Erstfelder Gneise zu übertragen. Nichts spricht dagegen.

Dieselben Ansichten vertritt im allgemeinen KÖNIGSBERGER (Lit. 25). Auch er läßt den Orthogneis eruptiv in eine Sedimentmasse, die „Sericitgneise", eindringen und konstatiert zwischen beiden Gesteinen dasselbe Verhältnis wie zwischen Schapbach- und Renchgneis. Ich möchte dabei nur dem widersprechen, daß der Eruptivgneis in die „Sericitgneise" eingedrungen sei. Dieser Typus wurde erst durch die tertiäre Gebirgsbewegung geschaffen, wie später des näheren ausgeführt werden soll. — Für das Alter des Erstfelder Orthogneises möchte KÖNIGSBERGER wie für die andern Eruptivgneise Mitteleuropas Devon oder Untercarbon ansetzen. (Eine Begründung dieser Ansicht findet sich in Lit. 27.) Eigentlich kann über die E. Gn. nur das aus-

gesagt werden, daß sie älter als das Carbon des Wendenjochs sein müssen, in dem sie als Gerölle auftreten. Schwenkel macht für den Schwarzwaldgneis präcambrisches Alter wahrscheinlich. Da die E. Gn. den Gneisen des Schwarzwaldes gleichzusetzen sind, wäre auch für sie dieses Alter anzunehmen.

Neuerdings (1911) erschien nun von W. Staub eine Beschreibung der Erstfelder Gneise, die zu einer ganz andern Auffassung des Komplexes kommt (Lit. 44). Auch Staub konstatiert zunächst zweifellose Sedimentgneise, legt nun aber besonderen Wert auf die granitischen und aplitischen Gesteine der Umgegend von Erstfeld und schreibt ihnen, bezw. dem Magma, dem sie entstammen, die Bildung von „Mischgneisen (Injektions- und Imbibitionsgneisen)“ zu. Er beschreibt, wie von Pegmatitgängen aus Adern in das Nebengestein (den Sedimentgneis) eintreten, und versucht dann nachzuweisen, daß auch die großglimmrigen Gneise („Varietät ähnlich dem Schapbachgneis“) Mischgesteine sind, daß sie durch den Granit, bezw. Aplit, injizierte Schiefer darstellen. Der „Sedimentgneis“ hätte dazu das Substrat geliefert.

Zunächst dürfte der Beweis, der aus der chemischen Analyse geführt wird, kaum stichhalten. Der Tonerdeüberschuß (0,7 Molproz.) ist so gering, daß er nicht als beweisend für sedimentäre Beimischung angesehen werden kann. Echt granitische Gesteine können noch höheren Tonerdeüberschuß aufweisen. Daß für ein Eruptivgestein der Gehalt an Eisenoxyden und Magnesia (d. h. der Biotitgehalt) zu hoch sei, ist nicht zu begründen. Eher könnte aus der Analyse ein Gegenbeweis geführt werden. Es ließe sich zeigen, daß durch die Mischung eines aplitischen Gesteins mit dem Erstfelder Sedimentgneis (vgl. Analysen V und VI, Seite 223) kein Gestein von der chemischen Zusammensetzung des großglimmrigen Gneises (vgl. Analysen I und II, Seite 229) entstehen kann; vor allem könnte es keine derartig konstante Zusammensetzung aufweisen.

Bei der mikroskopischen Beschreibung der betr. Gneise betont Staub: „Unter dem Mikroskop zeigen alle Dünnschliffe dieser Mischgesteine einen sehr ähnlichen Habitus.“ Dies widerspricht aber ihrer Natur; denn Mischgesteine, wie sie von Staub supponiert werden, müssen stets außerordentlich wechselnde Strukturbilder aufweisen; je nach dem Überwiegen des sedimentären oder des eruptiven Materials werden sich abwechselnd Sediment- und Eruptivstrukturen erkennen lassen, außerdem Durchdringungs- und Resorptionsvorgänge. Zeigt

ein Gestein überall denselben konstanten Habitus, so spricht dies entschieden dagegen, daß hier ein Mischgestein vorliegt.

Um die Art und Weise der Entstehung der großglimmrigen E. Gr. zu erklären, führt Staub folgende Beobachtungen an: Der Sedimentgneis enthält für gewöhnlich nur Chlorit statt des Biotites. Wo nun dieser Chlorit mit einem eruptiven Äderchen in Berührung tritt, wird er durch Biotit ersetzt, der Biotit also regeneriert. Die Glimmerlagen des grobschuppigen Gneises würden dann auf folgende Weise gebildet: „Das Eindringen der magmatischen Substanz erfolgt von Gängen aus in paralleler Anordnung lagenweise; die sauren Adern folgen chloritreichen Schieferungsflächen, welche sie zu Biotitauskleidungsflächen umformen."

Darauf ist zunächst zu erwidern, daß der Sedimentgneis überhaupt keine „chloritreiche Schieferungsflächen" aufweist, längs deren der magmatischen Substanz das Eindringen so leicht gefallen wäre (vgl. Taf. XX, Fig. 2). Oft ist die Paralleltextur dieses Gesteins mit bloßem Auge kaum erkennbar. Die sauren Adern folgen nach meinen Beobachtungen nur in seltenen Fällen der Paralleltextur des Gesteins; meist setzen sie vielfach gekrümmt und gewunden quer durch.

Dann stehen die Ansichten Staubs über Chlorit und seine Regeneration zu Biotit auf sehr schwachen Füßen. Er schiebt die Entstehung des in den Erstfelder Sedimentgneisen vorhandenen Chlorits in die Zeit vor dem Eindringen des injizierenden Magmas. Die Biotite des Sedimentgneises (durch welchen Vorgang und wann entstand übrigens dieser „Gneis", den Staub voraussetzt, und den er doch wohl kaum für ein primäres Gestein hält, aus dem Sediment?) waren alle chloritisiert, ehe das Magma eindrang. Wo dieses mit den Chloriten in Berührung kam, machte es sie wieder zu Biotiten; wo wir also jetzt noch Biotit im E. Gn. finden, beweist er das Eindringen von Eruptivmaterial! Das widerspricht den in der Natur zu beobachtenden Tatsachen auf Schritt und Tritt. Schon die Angabe, daß der Biotit sich auf die Nachbarschaft der Äderchen beschränke und sich hier ansammle, stimmt weder mit der makroskopischen noch mit der mikroskopischen Beobachtung überein. In verschiedenen Dünnschliffen, die ich von derartigen Äderchen im Sedimentgneis besitze, ließ sich nirgends weder eine besondere Anhäufung, noch eine frischere Erhaltung der Biotite gegen das Äderchen hin nachweisen. Das Vorkommen von Chlorit richtet sich vielmehr nach dem allgemeinen Erhaltungszustand des betreffenden Gesteins. — Die ganze Theorie Staubs fällt mit der Tatsache, daß die großglimmrigen

Gneise, die ja gleichartig injizierte Schiefer darstellen sollen, die gleichen Chloritisierungserscheinungen aufweisen wie die Sedimentgneise. Sie sind in beiden Gesteinen in allen Stadien zu beobachten; von beiden Gesteinen kann man aber auch Stücke mit frischem, unzersetztem Biotit finden. Dadurch charakterisiert sich die Chloritisierung als eine nachträgliche gewöhnliche Umbildung der dunkeln Glimmer. Sie geht ungemein rasch vor sich, was schon früher ausgeführt wurde (vgl. Seite 224). Daß die meisten aufgefundenen Gesteine umgewandelte Biotite enthalten, erklärt sich aus den ungünstigen Aufschlüssen und der Neigung des Gesteins mit seiner seiger stehenden Paralleltextur zu tiefgreifender Verwitterung.

Übrigens sind die feinkörnigen Sedimentgneise mit unzersetztem Biotit nicht selten. Sie einfach als „Imbibitionsgneise" zu bezeichnen, geht unter keinen Umständen an.

Zur Stütze seiner Theorie über die Bildung der Erstfelder Gneise zieht nun Staub noch Beobachtungen heran über die von Truninger entdeckten Schollen einschlüsse im Gasterengranit (Kanderfirn). Hier sind im Granit riesige eckige Schollen (10—20 m mächtig, bis über 100 m Umfang) eingeschlossen, die in einem Netzwerk von Gängen und Adern eingebettet sind. Truninger schildert die Verhältnisse folgendermaßen (Lit. 49, S. 49):

„Die Injektion dieser Schiefereinschlüsse mit aplitischem Material ist an den Rändern der Injektionsgneise oft bis gegen deren Mitte zu eine so intensive, daß eine vollständige Aufblätterung und Zertrümmerung des ganzen Schieferkomplexes in einzelne Schollen stattfand. Die aplitischen Intrusionen, soweit es sich nicht um größere Gänge handelt, die richtungslos das Gestein durchsetzen, erfolgen mit Vorliebe in die Schieferungsfugen und verleihen dem Gestein ein gebändertes, durch knotiges Anschwellen der Aplitadern oft augengneisartiges Aussehen."

Staub schreibt (Lit. 44, S. 18): „Die kantigen Schollen, die von den Gängen und Adern umschlossen und zum Teil auch durchzogen werden, bestehen aus stark gefälteltem, gebändertem und gestreiftem Biotitgneis vom unzweideutigen Typus der Erstfelder Gneise."

Es entständen also hier nach Staub und Truninger durch aplitische Injektionen in ein Sedimentgestein (die Sedimentnatur wird durch kalkige Einlagerungen bewiesen) Gesteine, die den grobschuppigen E. Gn. gleichen; damit wäre nach Staub für die E. Gn. dieselbe Bildung durch Injektion anzunehmen.

Dieser Schluß ist jedoch übereilt, und schon die sorgfältigen Beobachtungen Truningers genügen, um seine Unhaltbarkeit nachzuweisen. Zunächst könnte es sich beim E. Gn. nicht um ein derartiges Substrat handeln, wie es hier in den Schiefern des Kanderfirns vorliegt; Kalkeinlagerungen, die einen sicheren Schluß auf Vorhandensein sedimentären Materials gestatten würden, kommen in ihm nicht vor. Daß lokal durch den Mechanismus einer Injektion Gesteine entstehen können, die äußerlich dem grobglimmrigen E. Gn. gleichen, soll nicht bestritten werden. (Jedoch würde gewiß schon die mikroskopische Untersuchung beträchtliche Unterschiede zutage fördern.) — Nun findet aber bei den Schollen eine allseitige Zertrümmerung statt, die randlich am stärksten ist. Aplitgänge, die von größeren wie die Äste von einem Baum abzweigen, durchbrechen richtungslos mit scharfer Begrenzung das sedimentäre Nebengestein. Wo dann eine Injektion in die Schichtfugen erfolgt, entstehen knotige Anschwellungen.

Diesem Verhalten widerspricht aber in jedem Punkt die geradezu langweilig einförmige Ausbildung des Erstfelder Gneises. Er ermangelt der aplitischen Zuführgänge; die Quarz-Feldspatlagen halten bei ihm in gleicher Breite so lange aus, als man sie überhaupt verfolgen kann; Queräste von Lagergängen, wie sie bei der Injektion in derartig dünnen Lagen vorkommen mußten, sind nicht vorhanden; knotige Anschwellungen fehlen. — Kurz, gegenüber der Vielgestaltigkeit der injizierten Schollen Truningers, die in der Mitte sogar noch Schieferhornfelse zeigen (also noch nicht einmal zur vollständigen Vergneisung gelangt sind), herrscht im E. Gn. größte Einheitlichkeit.

Vollends weist nun aber die sog. „Injektionszone“ Staubs und Truningers keine Spur von Ähnlichkeit mit den Erstfelder „Injektionsgneisen“ auf, wie man nach der Bezeichnung doch vermuten sollte.

„Aplite treten fast ganz zurück; nur als ganz feine Adern imprägnieren sie das Gestein mit aplitischem Material. Um so zahlreicher durchbrechen dunkler gefärbte dioritische Gänge diese Zone.“ „Die Injektionsgneise dieser Zone zeigen oft rasch wechselnden Habitus; im allgemeinen sind es feinkörnige, oft hornfelsartig dichte, chlorit- (biotit-) reiche Schiefer.“ (Lit. 49, S. 51.).

Diese Gesteine gleichen aber in gar keiner Weise den E. Gn.

Der Begriff „Injektion“ wird hier im Sinne einer unregelmäßigen Durchdringung eines Sediments mit Eruptivmaterial gebraucht, während Staub für die E. Gn. Injektion als das

„Eindringen von Magma vorwiegend in parallelen Lagen auf Schichtfugen " definiert. (Lit. 44, S. 9, Anm. 1.).

Die einzigen Gesteine aus dem von Truninger beschriebenen Gebiet, die dem E. Gn. etwas gleichen, finden sich also lokal in abgelösten, von Eruptivmaterial durchschossenen Schieferpaketen der „Assimilationszone." Derartige lokale Injektionen sind auch von anderwärts schon beschrieben (vgl. Erl. zu Bl. Hornberg und Schiltach, S. 30, 31; 1897). Von solchen lokalen Mischzonen aus auf die Genese eines großen Gneismassivs zu schließen, ist ein Ding der Unmöglichkeit. Vielmehr geht aus den Ausführungen Truningers klar hervor, daß es dem Gasterengranit in keiner Weise gelang, aus den vorgefundenen Sedimenten Gneise zu erzeugen, die in konstanter Ausbildung aus einem regelmäßig lagenförmigen Wechsel von grobschuppigem Biotit einerseits und einem Gemenge von Feldspat und Quarz andererseits bestehen.

Der schematische Aufbau: „Assimilationszone, Injektionszone" für die Erscheinungen am Kanderfirn ist geeignet, irrtümliche Vorstellungen zu erwecken, die dann zu bedenklichen Konsequenzen führen, wenn man diese lokalen Verbandsverhältnisse dazu verwendet, um die Entstehung mächtiger Gneismassive zu erklären. Dazu kommt noch die erst recht hypothetische Imbibitionszone Staubs, die auf einer irrigen Interpretation ganz gewöhnlicher Verwitterungsvorgänge beruht[1]).

Auch die glatte Übertragung der Injektionshypothese auf dieselben Gneise des Schwarzwalds muß zurückgewiesen werden. Staub sagt: „Ich möchte nur erwähnen, daß die Annahme eines getrennten Injektionsherdes für den Schwarzwald und für die nördliche Gneiszone wahrscheinlicher erscheint." (Lit. 44, S. 21.) Schwenkel (Lit. 43) weist in Übereinstimmung mit der schon früher von A. Sauer ausgesprochenen Auffassung an der Hand zahlreicher sorgfältiger Beobachtungen ausführlich nach, daß die Schapbachgneise keine injizierten Schiefer darstellen. Der Granit schließt dort Schollen dieser Gneise ein; sie können demnach nicht unter Mitwirkung des Granits entstanden sein.

Dasselbe gilt für das Verhältnis der E. Gn. zum Innertkirchener Granit (=Gasterengranit), dem Staub die Injektion

[1]) Die Berufung Staubs (Lit. 44, S. 16) auf Königsberger, der zu einem „ähnlichen Resultat" gekommen sei, ist nicht statthaft. Königsberger erklärt den grobschuppigen Erstfelder Gneis für einen echten Orthogneis, der vermutlich die obere Randfacies eines Granits darstelle, Staub dasselbe Gestein für einen injizierten Schiefer.

zuschreiben möchte. Es gelang mir, im Gadmental oberhalb Obermatt einen Block aufzufinden, der beide Gesteine vereint aufweist. Der Block besteht zur einen Hälfte aus Innertkirchener Granit, zur anderen Hälfte aus großglimmrigem E. Gn. Der Gneis wird vom Granit eingeschlossen, ist also älter als dieser. Letzterer bildet gegen den Gneis die charakteristische pegmatitische Randfacies aus, wie sie besonders bei den Scholleneinschlüssen der äußeren Urweid in schöner Entwicklung zu beobachten ist. In ihr fanden sich schöne Turmalinaggregate. Der Gneis wird von der Randfacies des Granits quer abgeschnitten, ohne daß auch nur die Spur eines Eindringens von Magma in den Gneis zu bemerken wäre. Der Granit traf also den grobschuppigen E. Gn. bereits so an, wie er uns heute noch vorliegt.

Damit dürfte zur Genüge die Unhaltbarkeit der Injektionstheorie für die E. Gn. nachgewiesen sein. Dabei will ich nicht in Abrede stellen, daß eine lokale Beeinflussung von Sedimentgneisen durch eruptives Material stattfindet und dadurch Gesteine entstehen können, die man als Mischgneise zu bezeichnen hat. Derartige Mischgneise stimmen aber durchaus nicht mit den normalen E. Gn. überein, ja sie weichen in allen wesentlichen Merkmalen, wie gezeigt worden ist, von diesen ab. Folglich ist es unzulässig, die grobschuppigen Erstfelder Gneise als Injektions- oder Mischgneise zu bezeichnen.

V. Die Zone der Sericitgneise und ihre Beziehungen zu den Erstfelder Gneisen.

Im Süden schließt sich an die E. Gn. eine Gesteinszone an, die bis zum zentralen Granit reicht und als Zone der Sericitgneise bezw. -schiefer bezeichnet wird. Damit ist nur der äußere Habitus dieser Gesteine charakterisiert. Sicher stecken aber ganz verschiedene Gesteinstypen in dieser Zone, worauf schon Schmidt (Lit. 40) und Heim (Lit. 19) hinwiesen. Es dürfte überaus schwierig sein, für alle diese Sericitschiefer und -gneise das ursprüngliche Gestein zu ermitteln. Durch einen einheitlichen Vorgang haben sie alle dasselbe Gepräge erhalten: durch den tertiären Gebirgsdruck.

Überzeugend läßt sich dies an den Porphyren dieser Zone beweisen. Schmidt stellte zuerst fest, daß die Sericitschiefer der sog. „Alpgnofer Platten“, die von Heim (Lit. 18) unter den Sammelbegriff „Verrucano“ gestellt worden waren, in Wirklichkeit nichts anderes sind als gepreßte Quarzporphyre. Sie erwiesen sich als identisch mit dem Wind-

gällenporphyr, der an Stellen, wo der Druck gering war (z. B. im Gewölbekern der Windgällenfalte), als solcher noch erhalten blieb, dagegen an Stellen starken Gebirgsdrucks zum Sericitschiefer verarbeitet wurde. Auf den Porphyren der Windgälle liegen carbonische Schiefer, die petrographisch den Schichten des Ochsenstöckli (ob. Westphalien nach Escher und Zeiller, Lit. 13) entsprechen. Dies ist auch bei den Porphyren des Bristenstocks der Fall, die deshalb dem Windgällenporphyr gleichgesetzt werden müssen, trotzdem sie centralmassivisch gestellt sind, also eine vollständig andere Lagerung einnehmen. Doch wies Schmidt auch schon auf die große petrographische Ähnlichkeit dieser Gesteine mit dem Windgällenporphyr hin. Ihr Alter ist mit großer Wahrscheinlichkeit als obercarbonisch anzunehmen (vgl. S. 292).

Es ist ein Verdienst Königsbergers, diese Porphyre kartographisch ausgeschieden und ihre Verbreitung verfolgt zu haben (Lit. 25, sowie Karte des östlichen Aarmassivs). Vor allem ist der Nachweis von Bedeutung, daß diese Porphyre sowohl die Unterlage des Carbons vom Bristenstock als auch des Jura von Färnigen bilden. Sie sind also beim tertiären Zusammenschub in das Centralmassiv einbezogen worden und haben bei diesem Vorgang ihre Umwandlung zu Sericitschiefern erlitten. Damit ist aber auch festgestellt, daß die übrigen Gesteine gleichfalls durch die gebirgsbildenden Vorgänge mit ihren Begleiterscheinungen die Umprägung zu Sericitgneisen erfuhren. Es ist also nicht ganz richtig, wenn Königsberger den Erstfelder Orthogneis in die „Sericitgneise“ eindringen läßt. Er drang in Gesteine ein, die jetzt zum Teil als Sericitgneise vorliegen, es aber damals noch nicht waren. Außerdem stecken ja in den Sericitgneisen Gesteine, die sicher jünger sind als der Orthogneis (die Porphyre).

Den besten Aufschluß in der Zone der Sericitgneise gibt seit 1911 die neuerbaute Straße von Amsteg nach Bristen. Es sind dunkle Gesteine mit zahllosen Rutschflächen. Die Handstücke brechen leicht nach Flächen, die von glänzenden Sericithäuten überzogen sind. Vielfach ist der normale Erstfelder Sedimentgneis in dem Gestein noch gut zu erkennen. U. d. M. zeigen sich die Glimmer des Gesteins vollständig chloritisiert; Quarze und Feldspate weisen Zerbrechungserscheinungen auf; das Ganze ist von Sericit in parallelen Flasern und Strähnen durchzogen. Die Biotite sind meist in dieser Richtung auseinandergeschoben und in die Länge gezerrt. Sonst ist das Strukturbild das der Erstfelder Sedimentgneise.

Ebenso lassen sich gepreßte Eruptivgneise an der

Bristener Straße zum Teil noch als solche erkennen. Makroskopisch fallen diese Gesteine durch ihre Sonderung in Glimmerlagen mit großen Biotitkrystallen und Quarz-Feldspatlagen auf. Ein noch recht typischer Eruptivgneis konnte bei Bristen am Weg nach Frenschenberg gefunden werden. U. d. M. zeigt sich das normale Strukturbild dieser Gneise mit dem Unterschied, daß starke Zerbrechungen von Quarz und Feldspat zu beobachten sind. Hand in Hand damit gehen sekundäre Umsetzungen. Besonders bemerkenswert ist die weitgehende Umwandlung des Biotits in Epidotmineralien (Epidot und Zoisit).

Die Gotthardstraße zeigt in ihren Aufschlüssen oberhalb Amsteg gleichfalls veränderte E. Gn. Zunächst (oberhalb der Brücke) finden sich hier typische Sedimentgneise mit weißen Eruptiväderchen. U. d. M. zeigen sich die Biotite vollkommen frisch; gegenüber andern Sedimentgneisen fallen höchstens die stark undulösen Quarze auf. Wenige Schritte davon steht ein Gestein an, daß sich u. d. M. als durch und durch sericitisiert erweist. Die Biotite sind in chloritische und muscovitische Substanzen umgewandelt und in der Schieferungsrichtung auseinandergezerrt. Feldspäte liefern das Material zu den das ganze Gestein durchflasernden Sericitzügen.

Dieser häufige Wechsel, der ja für Gebiete mit starken Wirkungen des Gebirgsdrucks nicht ungewöhnlich ist, zeigt sich auch im weiteren Verlauf des Profils.

Weiter aufwärts treten Gesteine auf, die wohl auf Eruptivgneis zurückzuführen sind. Doch ist oft die Entscheidung nur schwer zu treffen, denn die mechanische Zertrümmerung schafft in den Gesteinen vollständig neue Strukturen. Im allgemeinen gewinnt man den Eindruck, daß alle Gesteine der Sericitschieferzone nördlich des Porphyrzugs auf E. Gn. beider Typen sich zurückführen lassen. Auch Gesteine aus dem Maiental und Gorezmettlental bestätigen diese Ansicht.

Diese verschiedenen Gneise reichen an der Gotthardstraße ungefähr bis zum Schwandental, wo merkwürdige, stark verwitterte und ungemein dünnschiefernde Sericitschiefer anstehen. Die mikroskopische Untersuchung schließt es vollständig aus, daß diese Gesteine gepreßte Porphyre darstellen, als welche sie Staub auf seiner Karte bezeichnet: es ist im Dünnschliff keine Spur einer Porphyrgrundmasse zu sehen; dagegen macht sich ein großer Biotitreichtum bemerkbar. (Umgekehrt erkennt Staub die erst 100 m weiter oben beim Eisenbahnübergang die Straße kreuzenden Porphyre nicht als solche und kartiert sie als „stark gepreßte Sericitschiefer und schwarze Tonschiefer".

Die Karte von Königsberger gibt an dieser Stelle die Verhältnisse richtig wieder.)

Bei Gelegenheit der Herstellung eines Straßenübergangs über die Gotthardbahn (ca. 100 m oberhalb der Brücke über das Schwandental) wurden nun schöne Aufschlüsse in einem Gestein geschaffen, das sich als Porphyr zu erkennen gibt. Hier quert also der Porphyrzug Bristenstock—Färnigen das Reußtal. Der Porphyr ist zum Teil stark geschiefert, oft fast papierdünn, mit sericitischen Häuten auf den Schieferungsflächen. Deutlich heben sich indessen noch, besonders in weniger gepreßten Partien, Einsprenglinge von Quarz und Feldspat aus der Grundmasse heraus. Merkwürdigerweise haben sich neben vollständig geschiefertem und gepreßtem Gestein Stellen erhalten, die vom Druck ziemlich verschont blieben. Es ist dies eine Erscheinung, die auch anderwärts bei dynamometamorphen Einwirkungen beobachtet wird und die geeignet ist, die Wiedererkennnung der Gesteine zu erleichtern. Spalten mit sekundären Mineralien (Quarz und Chlorit) deuten auf regen Lösungsumsatz nach der Schieferung,

Das mikroskopische Bild eines gepreßten Porphyrs ist ungefähr folgendes: In der sehr feinkrystallinen Grundmasse ziehen sich breite Bahnen und Strähnen von Sericit hindurch. An Einsprenglingen sind Quarz und saurer Plagioklas zu beobachten. Neben der eigentlichen Grundmasse kommt noch sogenannte „unechte Grundmasse“[1]) vor: in der eigentlichen Grundmasse treten oft linsenförmige Partien von Quarz mit mittelgroßem Korn auf, die sich deutlich abheben und ohne Zweifel von zerpreßten größeren Quarzeinsprenglingen herrühren. — Dasselbe Bild bieten die demselben Zug angehörenden Porphyre des Bristenstocks.

Auf die Porphyre folgen nun im Profil der Gotthardstraße wieder Sericitgesteine, die jedenfalls von Gneisen abzuleiten sind. Noch bei der Kapelle von Gurtnellen konnte ich Gneise auffinden, die den Erstfelder Sedimentgneisen überraschend glichen.

Diese Gesteine werden ca. 800 m oberhalb der Brücke über den Fellitobel vom zentralen Granit (Aaregranit) abgelöst[2]). Etwa 150 m unterhalb der Granitgrenze steht etwas

[1]) Vgl. Rütschi: Beiträge zur Kenntnis des Rofnagesteins (Lit. 34).

[2]) Die Grenze des zentralen Granits gegen die Zone der Sericitgneise ist auf der Karte von Königsberger unrichtig eingezeichnet. Der Zentralgranit tritt erst ca. 800 m oberhalb der Brücke über den Fellitobel an die Straße; diese ganze Strecke zählt also noch zur Sericitgneiszone. Hier muß ich der Darstellung von Staub zustimmen, der auch gegen Gurtnellen hin nach meinen Beobachtungen die Grenze richtig angibt.

versteckt hinter Bäumen ein porphyrisches Gestein an, das ohne Zweifel die von Königsberger beschriebene porphyrische Randfacies des Aaregranits darstellt. Dieser Porphyr, der sehr helle, fast weißliche Farbe aufweist, führt Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas und Mikroklin. Daneben kommen ziemlich zahlreiche dunkelgrüne Biotitschüppchen vor. Diese besondere Varietät des Biotits sowie der Mikroklin sind Mineralien, die für den Zentralgranit charakteristisch sind und nie in den E. Gn. oder den Scgn. gefunden wurden. Sie sprechen m. E. für die Abstammung des Porphyrs vom Zentralgranit.

Von größter Bedeutung wäre es nun, zu untersuchen, ob beide Porphyre der Gotthardstraße vom gleichen Magma abstammen. Königsberger behauptet den Zusammenhang des Porphyrzugs vom Bristenstock mit dem Zentralgranit am Tschar- (Lit. 24, S. 867). Damit wäre bewiesen, daß auch der Zentralgranit carbonisches Alter besitzt.

Am Aufbau der Sericitgneiszone sind also hauptsächlich umgewandelte Gneise und Porphyre beteiligt. Da das Besondere dieser Gesteine in ihrer mechanischen Beeinflussung zu suchen ist, die ihnen den einheitlichen Charakter als „Sericitgneise bezw. -schiefer" verlieh, so läßt sich die von Sauer (Lit. 38) gebrauchte Bezeichnung einer Quetschzone[1]) wohl rechtfertigen.

Es ist der prägnante Ausdruck für die Tatsache, daß zwischen dem Zentralgranit, der nur wenig kataklastische Phänomene erkennen läßt, und den Erstfelder Gneisen, die fast vollständig frei von Druckerscheinungen blieben, eine Zone liegt, in der sich die mechanischen Druckkräfte in großartiger Weise ausgelöst haben.

B. Der Innertkirchener Granit.

I. Geschichtliches.

Das Gestein von Innertkirchen wurde von Studer in seiner Geologie der Schweiz (1853) zum erstenmal in den Kreis wissen-

[1]) Von Klemm (Lit. 22, IV) ist der Ausdruck „Quetschzone", wie ihn Sauer auch für analoge Gesteine des Grimselprofils gebraucht, mißverstanden worden. Er verstand darunter eine Überschiebungsbreccie. Dieser Irrtum wurde jedoch inzwischen schon von Escher (Lit. 13, S. 70) berichtigt. Auch Königsberger scheint etwas anderes als Sauer unter der „Quetschzone" zu verstehen, nämlich die Mylonitisierung der E. Gn. unter der Sedimentdecke (Lit. 24, S. 859). Eine „Quetschzone" im Sinne Rosenbuschs, der diese Bezeichnung einführte, ist eine Zerpressungszone im Gesteinskörper, die sich unter hohem Druck und daher ohne Lösung des Zusammenhangs gebildet hat.

schaftlicher Betrachtung gezogen. Er hält es für identisch mit dem Granit des Gasterentals und erklärt die merkwürdigen Kontaktverhältnisse mit dem Hochgebirgskalk damit, daß ein halbweiches, nicht sehr heißes Granitmagma den Kalk eingewickelt habe. Es würde nach ihm also ein primärer Eruptivkontakt zwischen krystallinem Gestein und Sedimenten vorliegen. Ersteres bezeichnet er als „Gneis“ oder „unvollkommenen Granit“, d. h. er hält es für ein parallel struiertes Eruptivgestein.

Weitere Untersuchungen über die hochinteressante Geologie jener Gegend führte Baltzer aus. Er weist in seinem 1880 erschienenen glänzenden Werk „Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland“ (Lit. 1) überzeugend nach, daß es sich bei den komplizierten Verhältnissen des Kalkkeils an der Jungfrau, den Gneiskeilen des Gstellihorns, dem Pfaffenkopfkeil usw. nicht um Eruptivkontakt, sondern um mechanische Verfaltung und Verknetung handelt. Den „unvollkommenen Granit“ Studers bezeichnet er als „Gneis“ mit primärer Schichtung, zu der oft noch sekundäre Schieferung hinzutrete. Dadurch könne u. U. die eigentliche Schichtung vollständig verwischt und unkenntlich gemacht werden. 1888 gibt dann Baltzer (Lit. 2) eine genauere petrographische Beschreibung der Gesteine der „nördlichen Gneiszone“ und unterscheidet hier zwei Haupttypen von Gneis: 1. Muscovit- bezw. Sericitgneis, 2. biotitführende Muscovit- und Sericitgneise. Die Biotitgneise hält er für untergeordnete Massen. Baltzer ist sich der Unvollkommenheit dieser Einteilung wohlbewußt; er betont die Kompliziertheit des ganzen Komplexes und erklärt sich für außer stande, irgend etwas über die Genese der „Gneise“ auszusagen. Er redet wohl gelegentlich von „granitischer Textur“ des Innertkirchener Gneises, ist aber doch eher geneigt, ihn für sedimentär zu halten.

Es gelang nun zuerst Sauer (1893), die eruptive Natur des Gesteins durch die Auffindung fremder Einschlüsse im „Gneis“ nachzuweisen. Später (1900, Lit. 38) führt er aus, daß der Gneis von Innertkirchen ein echt granitisches Gestein darstellt, das jedoch auch gneisähnlichen Habitus annehmen kann: durch Druckschieferung werden aus dem Granit muscovit- und sericitführende Gneise und schließlich grünlich-graue Schiefer erzeugt; außerdem existieren noch untergeordnet primär parallel struierte (also gneisähnliche) Abänderungen des granitischen Gesteins.

Hugi hält (1906, Lit. 20) an der eruptiven Entstehung des „nördlichen Gneises“ fest, sucht nun aber im Gegensatz zu

Baltzer und Sauer wieder einen eruptiven Kontakt von „Gneis“ und Kalk zu beweisen, ohne daß es ihm recht gelänge. Den „nördlichen Gneis“ erklärt er für eine Randzone des Zentralgranits.

Neuerdings wies nun schließlich Truninger (1911, Lit. 48 und 49) nach, daß der Gasterengranit mit dem „Gneis“ von Innertkirchen identisch sei; er gebraucht von neuem die schon von Sauer angewandte Bezeichnung „Innertkirchener Granit“.

II. Verbreitung des Innertkirchener Granits.

Der Innertkirchener Granit (I.Gr.) findet sich am besten gerade bei diesem Ort aufgeschlossen. Besonders die Grimselstraße und die neue Steige ins Urbachtal geben in ihren Anschnitten gute Gelegenheit, das Gestein zu studieren. In verhältnismäßig schmaler Zone folgt der Granit der wunderschön aufgeschlossenen Grenze gegen die Sedimente. Er bildet gegen O die Sohle des Gadmentals und läßt sich bis zum Wendengletscher verfolgen. Die günstigen Schneeverhältnisse des Jahres 1911 gaben mir Gelegenheit, den I.Gr. auch noch im Gebiet des Wendengletschers selbst nachzuweisen. An einer Stelle, die etwa 3 mm links des W von „Wendenjoch“ der der Siegfriedkarte 1 : 50000, Blatt Wassen, liegt, kamen infolge starken Rückgangs des Schnees Felsen heraus, die nach Angabe des Führers noch nie sichtbar gewesen waren. Sie zeigten typischen I.Gr. mit Scholleneinschlüssen. Außerdem konnte ich Stücke von I.Gr. in den Geröllen des Firnalpelibachs bei Herrenrüti im Engelberger Tal feststellen. Der I.Gr. muß also auch auf der östlichen Seite des Wendenjochs anstehen. Leider war es mir infolge schlechter Witterung nicht möglich, das Anstehende aufzusuchen. Bei Goldboden steht bereits E. Gn. an, und schon im Grassenbach konnte kein I.Gr. mehr gefunden werden. Der I.Gr. zieht sich also unter Titlis und Wendenjoch in nächster Nähe des Wendenjochcarbons durch, um auf der Ostseite noch auf kleiner Fläche hervorzutreten, dann aber von den E. Gn. abgelöst zu werden. Diese Verhältnisse sind für die Deutung des Wendenjochcarbons überaus wichtig.

Was die Breite der Zone anbetrifft, in der der I.Gr. zutage tritt, so läßt sich deutlich zeigen, daß sie nach O zu schmäler wird. An der Grimselstraße erscheint sie am breitesten (ca. $4^1/_2$ km); sie reicht ungefähr bis „Auf der Weid“ (ca. 800 m unterhalb der Bodenbrücke). Im Tal des Triftwassers befindet man sich bis kurz unterhalb Triftalp im I.Gr. (Breite ca $3^1/_2$ km). Geht man von Gadmen die Sustenstraße aufwärts,

so verläßt man den I.G. nach den oberen Kehren von Feldmoos. Gegen das Wendenjoch hin wird die Zone des I.Gr. immer schmäler; erst im O des Wendenjochs verschwindet er ganz. — Natürlich sagen die angeführten Zahlen nichts über die tatsächliche Ausdehnung des I.Gr., der ja nach N zu unter der Sedimentdecke verschwindet.

Geht man von Innertkirchen aus das landschaftlich wunderschöne Urbachtal aufwärts, so führt der Weg bis oberhalb Schrättern durch I.Gr. Am Gstellihorn wurde er hier auf die bekannte, von Baltzer beschriebene Weise mit dem Sedimentmantel verknetet. Weiter nach W reichen meine Beobachtungen nicht. Da Truninger (Lit. 48 und 49) die Identität von Gasterengranit, „nördlichem Gneis“ (von der Jungfrau bis zum Dossenhorn) und I.Gr. nachwies, so würde sich also dasselbe Gestein bis zum Gasterental verfolgen lassen, um hier unter den Kalkmassen des Balmhorns zu verschwinden.

III. Petrographische Beschreibung des Innertkirchener Granits.

Der I.Gr. stellt in seiner typischen Ausbildungsform ein graues, mittel- bis feinkörniges granitisches Gestein dar. Als Gemengteile sind ein schwärzlich- brauner Glimmer, weißer Feldspat und fettglänzender Quarz schon makroskopisch erkennbar. Im allgemeinen herrscht richtungslos körnige Struktur vor; hie und da (besonders in der Nähe von Schollen-einschlüssen) findet sich aber auch eine schwache Paralleltextur des Gesteins ausgebildet: die sonst regellos orientierten Glimmerblättchen ordnen sich in einer bestimmten Richtung an; Lagenbildung findet hierbei nicht statt. Es handelt sich also nur um eine lokal auftretende primär parallel struierte Facies des Granits.

Häufiger sind andere Gesteine, die einen sehr charakteristischen blaugrünen Farbenton aufweisen. Die Ursache dieser Färbung ist ein dunkelgrünes, weiches Mineral, das sich als Pinit zu erkennen gibt. Er tritt oft in sehr beträchtlicher Menge auf und verleiht dann dem Granit jenes bezeichnende Aussehen. Hie und da zeigt der Pinit sechsseitige Querschnitte und rechteckige, fast quadratische Längsschnitte. Er stellt also eine Pseudomorphose nach Cordierit dar, der in kurzen sechsseitigen Prismen krystallisiert. Durch unregelmäßiges, bald gehäuftes, bald spärliches Auftreten des Pinits erhalten solche Gesteine ein recht unruhiges Aussehen; manchmal tritt der Pinit auch zu Anhäufungen zusammen und verursacht große dunkelgrüne Flecken in dem grauen Gestein.

Das reichliche Vorkommen von Pinit als Pseudomorphose

nach Cordierit muß wohl auf die Resorption sedimentären Materials zurückgeführt werden. Truninger stellte dieselbe Erscheinung am Gasterengranit fest.

Durch reichliche Pyritführung zeichnen sich andere Varietäten des I.Gr. aus. Ein derartiges Gestein steht z. B. an der Urbachsteige an. Auch ein Granit mit dunklen, fast schwärzlichen Feldspäten von der Mauer im Urbachtal ist noch besonders zu erwähnen.

U. d. M. zeigt sich dem Untersuchenden das typische Bild eines granitischen Gesteins mit hypidiomorph körniger Struktur (vgl. Taf. XX, Abb. 3). Erst jetzt gewahrt man aber auch die Schwierigkeit, ein mechanisch vollkommen ungestörtes Gestein zu bekommen. Selbst scheinbar unveränderte Gesteine zeigen im mikroskopischen Bild doch schon ganz erhebliche Pressungserscheinungen. Die folgende Beschreibung soll sich auf ein relativ unverändertes Gestein beziehen, auf einen Normaltypus, wie er sich etwa an der Urbachsteige dem Untersuchenden darbietet.

Der zuerst (nach Zirkon, den Erzen usw.) ausgeschiedene Gemengteil ist überall der ziemlich reichlich vorhandene Biotit. Er weist manchmal gute Krystallformen auf und besitzt mittlere Größe (Durchmesser 1—1½ mm). In frischem Zustand zeigt er kräftigen Pleochroismus (a = hellgelb, c und b = dunkel kastanienbraun). Die Resultate der Analyse sprechen für einen bedeutenden Eisengehalt des Biotits. Daß das Mineral auch einen beträchtlichen Titangehalt aufweist, beweisen (außer der Analyse) seine Zersetzungserscheinungen (s. u.). Sehr häufig zeigt der Biotit leichte Aufblätterungen und Knickungen, die auf eine mechanische Beeinflussung des Gesteins hinweisen. Nicht selten schließt der Biotit kurze, gedrungene Säulchen von Apatit als allererste Ausscheidungen ein; um kleine, hoch lichtbrechende Krystalle, die wohl zumeist Zirkon darstellen, treten pleochroitische Höfe von großem Durchmesser und recht beträchtlicher Intensität auf.

Selten ist der Biotit chemisch intakt geblieben; meist zeigt er deutliche Spuren der Umwandlung. Diese kann sich auf verschiedene Art und Weise vollziehen. Am häufigsten ist die Chloritisierung. Bei diesem Vorgang verliert der Biotit seine tief dunkelbraune Farbe; an ihre Stelle tritt ein Gelbgrün, die Polarisationsfarben sinken, und allmählich wird so der Biotit in hellgrünen, sehr schwach pleochroitischen Chlorit (Pennin) verwandelt. Bei + Nic. zeigt dieses Mineral die charakteristischen tintenblauen Interferenzfarben. Meist zehrt die Chloritisierung,

allmählich von außen nach innen fortschreitend, den Biotit auf; hie und da ergreift sie auch einzelne besondere Lamellen, auf denen sie ins Innere vordringt. Bei der Chloritisierung müssen sich Substanzen ausscheiden, die nicht oder nicht ganz in das Chloritmolekül eingehen können. Es ist dies ein Teil des Eisenoxyds sowie Titanoxyd. In frühen Stadien der Zersetzung des Biotits scheidet sich zunächst das Titandioxyd in Form des bekannten Sagenitgewebes aus. Bei weitergehender Zersetzung scheint das Sagenitgewebe nicht mehr beständig zu sein. Es verschwindet, und an seine Stelle treten schmutzige Erzausscheidungen. Bei auffallendem Licht zeigen sie fast immer den charakteristischen weißlichen Glanz und verraten sich dadurch als Titaneisen mit teilweiser Umwandlung zu Titanit. Die Ausscheidungen bleiben meistens auf den ursprünglichen Spaltflächen des Biotits und lassen so im Chlorit noch vollständig die frühere Krystallstruktur des Biotits, eventuelle Deformationen usw. erkennen. Es würde sich also um regelrechte Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit handeln. In seltneren Fällen wandern die Ausscheidungsprodukte aus dem Krystall aus und sammeln sich in der Umgebung an. Es entsteht so ein vollständig homogener Chlorit, der durch nichts mehr seine Abstammung von Biotit verrät.

Außer der Chloritisierung verfällt der Biotit noch der Ausbleichung zu muscovitähnlicher Substanz: der Pleochroismus schwindet, die Eigenfarbe sinkt bis Hellgelb, schließlich sogar bis zur farblosen Durchsichtigkeit; bei + Nic. treten die Interferenzfarben des Muscovits auf. Oft verbinden sich auch am gleichen Biotitkrystall die Umwandlungen zu Chlorit und zu Muscovit. Seltner ist die Bildung von Epidotmineralien bei der Zersetzung des Biotits.

Dem Biotit folgt in der Reihenfolge der Ausscheidung der Plagioklas. Häufig lehnt er sich mit einer Krystallfläche an eine bereits ausgebildete Fläche des Biotits. Meist zeigt er ausgezeichneten Idiomorphismus; deutlich sind an vielen Schnitten die Flächen P, M, x zu erkennen. Mit großer Regelmäßigkeit weist der Plagioklas Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz auf, selten tritt zu diesem das Periklingesetz hinzu. Bei Benutzung der Beckeschen Methode zeigt es sich, daß der Plagioklas immer schwächere Lichtbrechung als Quarz besitzt. Die Auslöschungsschiefe ist auf Spaltblättchen nach M ca. $+3^0$, auf P im Mittel $+13^0$. Es liegt also ungefähr Oligoklas-Albit vor. Damit steht die chemische Analyse des Gesteins in Übereinstimmung.

Orthoklas, der sich nach dem Plagioklas ausscheidet, tritt zwar in geringerer Individuenzahl auf als dieser, bildet

aber viel größere Krystalle aus und wird wohl an absoluter Quantität den Plagioklas überwiegen. Er zeigt keine Zwillingsbildung; Mikroklingitterung wurde nie beobachtet. Dagegen kommen sehr regelmäßig Mikroperthitbildungen vor; der Orthoklas ist oft geradezu durchflochten von höher lichtbrechenden Albitschnüren. Recht häufig sind Einschlüsse von kleinen Plagioklas- und Quarzkörnern.

Quarz erweist sich deutlich als letzte Ausscheidung. Er führt reihenförmig angeordnete Einschlüsse, die zum Teil als Flüssigkeitseinschlüsse zu erkennen sind. Meist ist schon undulöse Auslöschung oder Zerfall in optisch verschieden orientierte Felder eingetreten. Überall verbreitet sind die schon erwähnten Einschlüsse rundlicher Quarzkörner im Feldspat. Während sie im Plagioklas noch etwas seltener sind, treten sie im Orthoklas mit großer Regelmäßigkeit auf. Es sind rundliche bis längliche Körner, die in günstigen Fällen die Form eines Dihexaeders zeigen.

Während der Plagioklas krystallisiert, beginnt auch schon die Ausscheidung des Quarzes; kleine Körner dieses Minerals können infolgedessen vom Plagioklas eingeschlossen werden. In einem späteren Stadium, wenn die Bildung des Plagioklas zu Ende ist, der Orthoklas sich aber noch ausscheidet, geht auch die Krystallisation des Quarzes schon stärker vor sich; der Orthoklas wird infolgedessen mehr Körnereinschlüsse von Quarz aufzuweisen haben als der Plagioklas. Mit Hilfe dieser Einschlüsse läßt sich also gut die Krystallisationsfolge des Gesteins in ihren einzelnen Phasen feststellen.

Außer diesen Hauptgemengteilen findet sich als sehr weit verbreiteter Nebengemengteil der Pinit. U. d. M. zeigt sich, daß wohl kaum je etwas von der ursprünglichen Cordieritsubstanz übrig blieb. Einschlüsse von stark zersetztem Biotit im Pinit sind häufig. Bei + Nic. läßt sich erkennen, daß das Mineral ein feinfilziges Aggregat allerkleinster, gleich orientierter Muscovitschüppchen darstellt. Hie und da treten an ihre Stelle grobblättrige Aggregate, die dann (nach Gareiss) eher als Gigantolith zu bezeichnen wären.

Wo Pinit vorkommt, und nur in diesen Gesteinen, stellt sich meist auch Graphit ein. Es sind kleine schwarze, intensiv glänzende Blättchen und Fäserchen mit den eigentümlich zerfaserten Umrissen. Das Auftreten mit Pinit zusammen erklärt sich ungezwungen daraus, daß beide Mineralien auf eine Resorption sedimentären Materials durch den Granit zurückzuführen sind.

Ein seltner Gemengteil ist der Turmalin. Interessant

sind die verschiedenen Farben eines Krystalls in einem Gestein von der Urbachsteige. Die eine Hälfte des Turmalins erwies sich als braun (a = hellgelbbraun, c = dunkler braun), die andere Hälfte als blau (a = lichtblau, fast farblos, c = hellblau). Trübe Mischfarben bilden einen kontinuierlichen Übergang von braun zu blau.

Als untergeordnete Gemengteile wären Apatit, Zirkon und Erze zu erwähnen.

Apatit findet sich meist als Einschluß im Biotit. Er bildet kurze, gedrungene Säulchen von durchschnittlich 0,3 mm Länge; es kommen jedoch auch große Apatite von 1 mm Länge und 0,5 mm Durchmesser vor. Zirkon (Monacit und Xenotim?) tritt in scharf begrenzten Prismen im Biotit auf und erzeugt hier die pleochroitischen Höfe. Erzausscheidungen im I.Gr. sind selten. Es kann eigentlich nur Pyrit festgestellt werden; er ist unregelmäßig verbreitet, kann aber dort, wo er auftritt (z. B. an einer Stelle der Urbachsteige) recht häufig sein. Hie und da läßt sich im Schliff beobachten, wie der Pyrit allmählich von Eisenoxyd ersetzt wird; es bilden sich schöne Pseudomorphosen von blutrotem Hämatit nach Pyrit.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt also mit voller Gewißheit, daß der „Gneis" von Innertkirchen in Wirklichkeit ein typischer Granitit mit normaler Ausscheidungsfolge ist (vgl. Taf. XX, Fig. 3).

Dadurch unterscheidet sich das Gestein scharf vom Erstfelder Eruptivgneis, der infolge ausgeprägter Lagentextur keine reine Eruptivstruktur erkennen läßt. Daß es zwei verschiedene Gesteine sind, beweist schon zur Genüge die Tatsache, daß der I.Gr. den Erstfelder Eruptivgneis einschließen kann (vgl. S. 254).

Ebensowenig hat der I.Gr. mit dem Zentralgranit, dem „Protogin", etwas zu tun. Mineralogisch charakterisiert den I.Gr. das Fehlen von Mikroklin und Epidot[1]), dieser im Zentralgranit so häufigen Mineralien. Sehr bezeichnend und konstant ist der Unterschied in der Farbe der Biotite: Während der I.Gr. kastanienbraunen Biotit führt, besaßen alle von mir untersuchten Dünnschliffe von Zentralgranit einen dunkelbraungrünen Glimmer. Pleochroitische Höfe um Zirkoneinschlüsse scheinen im Zentralgranit zu fehlen oder viel schwächer zu sein. Strukturell ist der Gegensatz beider Gesteine noch größer. Es

[1]) Nur ganz untergeordnet wurde Epidot als Zersetzungsprodukt des Biotits sowie als sekundäres Spaltenmineral beobachtet.

fehlen dem I.Gr. jene Eigentümlichkeiten des Zentralgranits, die jetzt fast übereinstimmend von den meisten Petrographen als das Resultat einer „Protoklase" (bezw. „Piezokrystallisation") gedeutet werden (Becke, Klemm, Salomon, Sauer, Weinschenk, Weber). Ersterer ist unter vollständig normalen Bedingungen erstarrt, letzterer unter anormalen, wie sie jedenfalls durch einen gebirgsbildenden Vorgang geschaffen wurden. Geologisch läßt sich nirgends ein Zusammenhang von I.Gr. mit dem Zentralgranit nachweisen; die Annahme, der I.Gr. sei eine Randzone des Zentralgranits (Hugi, Lit. 20, S. 450), kann also in keiner Weise als erwiesen betrachtet werden.

Dagegen ist nun höchst wahrscheinlich der Gasterengranit mit dem von Innertkirchen identisch, worauf zuerst Truninger hinwies (Lit. 48 und 49). Eine Reihe charakteristischer Eigentümlichkeiten, die beiden Gesteinen gemeinsam sind, beweisen dies: Pinitführung, Einschlüsse von Schollengesteinen ähnlicher Beschaffenheit, gleiche ungestörte Erstarrungsstruktur, gleiche mineralische und chemische Zusammensetzung. Es darf deshalb wohl vorgeschlagen werden, diese Gesteine am Nordrand des Aarmassivs unter der Bezeichnung „nördlicher Granit" zusammenzufassen.

Suchen wir außerhalb der Alpen nach einem Gestein, das sich dem „nördlichen Granit" vergleichen ließe, so finden wir als nächstliegendes Vergleichsobjekt die Granite des Schwarzwaldes. Daß hier Zusammenhänge bestehen müssen, spricht schon Schmidt 1893 aus (Lit. 14, S. 48). Er schreibt: „Vor der letzten Hebung der Alpen und dem Versinken des Vorlandes lag am Nordrand des sich hebenden Gebirges ein von der mesozoischen Sedimentdecke teilweise entblößtes Grundgebirge, die Verbindung von den Alpen zum Schwarzwald darstellend. Der Granit von Gasteren wäre also als südlicher, stehengebliebener Teil dieser jungpaläozoischen Granitmasse zu denken." Daß der Gasterengranit (bezw. der nördliche Granit überhaupt) „eugranitische Struktur" besitzt, die ihn „scharf von den Protoginen trennt", erklärt sich Schmidt so, daß er jünger sei als der Protogin und erst nach der postcarbonischen Faltung aufgedrungen; deshalb sei er von dieser nicht mehr deformiert worden. Diese Ansicht wird sich heute kaum mehr halten lassen. Von großer Bedeutung ist es jedoch, daß also auch Schmidt auf Grund der Strukturen nördlichen Granit und Zentralgranit voneinander scheidet und so dazu kommt, den nördlichen Granit mit den Graniten des Schwarzwaldes zusamenzustellen.

Die chemische Zusammensetzung der in Frage stehenden Gesteine ist geeignet, obige Ausführungen zu stützen.

Analyse I: Innertkirchener Granit, Urbachsteige. Analytiker: Verfasser.

Analyse II: Gasterengranit (zitiert nach Fellenberg, Lit 14).

Analyse III: Pinitführender Granitit von Durbach (Schwarzwald) (zitiert nach Sauer, Lit. 37) Analytiker: Sauer.

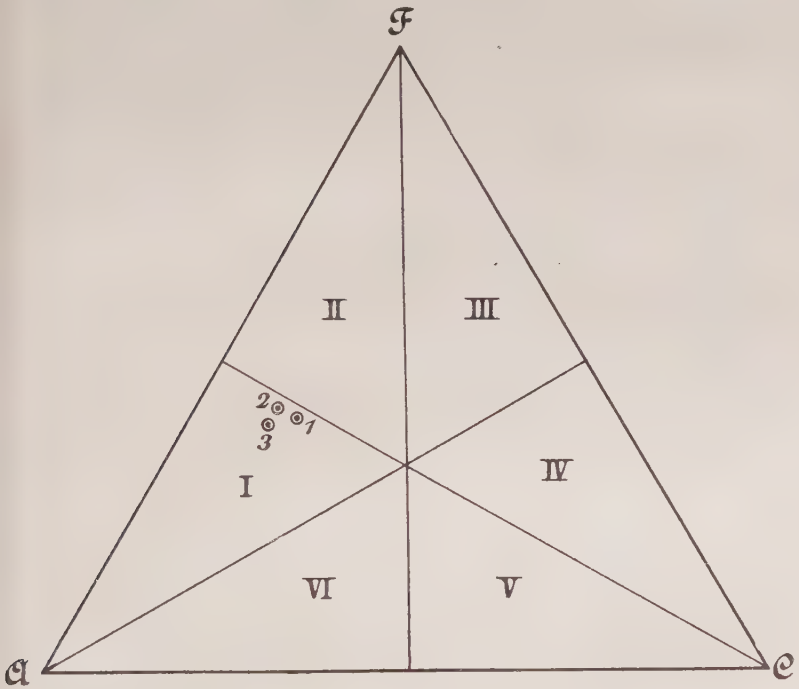


Fig. 6.

Gewichtsprozente.

	I	II	III
SiO_2	66,70	67,87	67,70
TiO_2	0,81		0,50
Al_2O_3	16,62	15,96	16,08
Fe_2O_3	2,45	1,65	5,26
FeO	2,36	3,02	
CaO	1,89	1,73	1,65
MgO	0,89	1,40	0,95
K_2O	4,40	4,26	5,78
Na^2O	2,98	3,72	3,22
Glühverlust	2,14	0,80	
	100,24	100,41	101,14

Molekularprozente.

	I	II	III
$SiO_2 + TiO_2$	74,83	74,25	74,42
Al_2O_3	10,87	10,34	10,34
FeO	4.22	4,15	4,31
CaO	2,26	2,03	1,94
MgO	1,48	2,28	1,55
K_2O	5,12	2,98	4,03
Na_2O	3,22	3,97	3,41

Projektionswerte nach Osann-Becke.

	I	II	III
s	74,83	74,25	74,42
a	8,9	9,0	9,7
c′	3,1	2,6	2,6
f′	8,0	8,4	7,7
n	5,08	5,7	4,6
$+ Al_2O_3$ auf $a + c' + f' = 20$ umgerechnet	3,2	1,78	1,3

Die Übereinstimmung der chemischen Zusammensetzung aller drei Gesteine fällt ohne weiteres in die Augen. Es sind normale Granitite mit vorwiegendem Alkalifeldspat, ungefähr Typus Katzenfels (Osann, Tsch. M. u. p. M. Bd. **19**, 1900). (Typenformel: $s_{74}\ a_{8,5}\ c_{3,5}\ f_8$.)

Auffallend ist der Tonerdeüberschuß, der besonders im I.Gr. eine bedeutende Höhe erreicht. Er ist jedenfalls durch die Resorption sedimentären Materials verursacht.

IV. Schollencinschlüsse im Innertkirchener Granit.

Als das Gestein von Innertkirchen noch für einen sedimentären Gneis gehalten wurde, da lieferten die von Sauer 1893 entdeckten Schlleneinschlüsse zum erstenmal den sicheren Beweis, daß man es mit einem eruptiven Gestein zu tun habe.

Derartige Einschlüsse, die zuerst bei der Kirche von Innertkirchen sowie an der Grimselstraße gefunden wurden, stellen eine im I.Gr. sehr weit verbreitete, regelmäßige Erscheinung dar; alle besseren Aufschlüsse weisen sie auf. Am schönsten und lehrreichsten ist immer noch die überhängende Straßenwand bei der Äußeren Urweid; schöne Schollencinschlüsse zeigen auch die Urbachsteige, der neuere Anschnitt der Gadmenstraße bei Hopflauenen und besonders die glazial geschliffene Felsoberfläche am Aufstieg zum Wendengletscher.

Von den kleineren Schollen unterscheiden sich die bekannten Marmoreinlagerungen im I.Gr. durch größere Dimensionen. Jedoch läßt sich auch für sie die Schollennatur nachweisen. Wenn sie die größten Brocken fremden Materials im I.Gr. darstellen, so ist die Pinitführung das letzte Anzeichen

dafür, daß hier der Granit andere Gesteine in sich aufgenommen hat. In diesem Falle wäre dann vollständige Assimilation eingetreten. Bezeichnender Weise scheint die Pinitführung in der Nähe von deutlichen Scholleneinschlüssen am stärksten zu sein.

Den instruktivsten Einblick in diese Einschließungsvorgänge gewährt die Straßenwand an der Äußeren Urweid. Wir sehen hier große, bis 2 m messende Gesteinsbrocken von Granit umhüllt. Dieser nimmt gegen die Schollen hin gewöhnlich eine andere Beschaffenheit an: Er umsäumt sie in saurer, grobkrystalliner, glimmerarmer bis -freier Ausbildung. Hie und da findet sich noch etwas Turmalin in dieser Zone, die als pegmatitische Randfacies des Granits bezeichnet werden kann. Die großen Feldspäte weisen meist graue bis schwärzliche Färbung auf. U. d. M. zeigt sich, daß sich in der Hauptsache nur saurer Plagioklas (Oligoklasalbit) in schön idiomorphen Krystallen und Quarz als Ausfüllungsmasse an der Zusammensetzung beteiligen. Biotit kommt untergeordnet in kleinen Blättchen vor.

In weiterer Entfernung von den Schollen zeigt der Granit hie und da noch sehr ungleichkörnige Ausbildung, vor allem große idiomorphe Feldspäte, die dem Gestein granitporphyrischen Habitus verleihen.

Außerdem läßt sich noch oft eine Parallelordnung der Glimmer nachweisen. Die Orientierung der Glimmerblättchen geht parallel zu den Grenzen der Scholle; es liegt also sogenannte „umlaufende Paralleltextur“ vor. Eigentliche Lagenbildung findet nicht statt. Diese primäre Paralleltextur ist wohl am besten durch Fließbewegungen zu erklären, die das Magma um die Schollen herum ausführen mußte.

Alles in allem weist der Granit am Schollenkontakt äußerst unruhige Beschaffenheit in chemischer und struktureller Beziehung auf.

Die Schollen zeigen in der Begrenzung noch sehr gut ihre Natur als Bruchstücke eines durch magmatische Intrusion zertrümmerten Gesteinskomplexes. Die Grenzen gegen das umhüllende Magma sind nicht immer ganz scharf und bestimmt; nicht selten findet randliche Resorption und Verflößung von Bestandteilen der Schollen in den Granit statt. Häufig dringt der Granit auch in die Scholle ein und durchädert sie. Dieses Eindringen folgt zum Teil den Schichtflächen und kann sogar eine leichte Aufblätterung derselben erzeugen; ebenso häufig setzen aber die feinen aplitischen Äderchen auch quer durch. Im ganzen scheinen die Verhältnisse an der Äußeren Urweid denen am Absturz des Kanderfirns (Truninger, Lit. 49)

recht ähnlich zu sein, nur daß dort noch größere und besser zusammenhängende Schieferkomplexe im Granit schwimmend gefunden werden.

Über die ursprüngliche Natur der eingeschlossenen Gesteine ist bei deren hochmetamorpher Natur nur sehr schwer etwas auszusagen. Mit Sicherheit sind einige Gesteine des Erstfelder Gneismassivs wiederzukennen. Schon früher (S. 254) ist erwähnt worden, daß an einem Block bei Obermatt die Einschließung von Erstfelder Eruptivgneis durch I.Gr. beobachtet wurde. Die Schollengesteine im Gebiet des Wendengletschers zeigen den typischen feinkörnigen Erstfelder Sedimentgneis. Die mikroskopische Untersuchung läßt unverändert Mineralbestand und Struktur jener Gesteine (vgl. Taf. XX, Fig. 2) erkennen. Hier muß also der I.Gr. in die E. Gn. eingedrungen sein.

Weiter nach W zu sind es andere Gesteine, die der Einschließung durch den I.Gr. unterlagen. Es sind Sedimente, die erst bei der Einschmelzung ihre metamorphe Beschaffenheit angenommen haben. Es ist im folgenden keine systematisch-petrographische Beschreibung dieser Einschlüsse beabsichtigt, diese Arbeit ist bereits von Herrn Hugi begonnen worden (vgl. Lit. 20); es sollen nur einzelne interessante Typen herausgehoben werden.

Nicht selten zeigen die Schollen eine deutliche Differenzierung in Lagen, die sich durch verschiedene Farben voneinander unterscheiden. Braune Lagen mit Biotit, grünliche mit Augit, rote mit Granat und schwärzliche mit Hornblende können miteinander abwechseln. Sie bringen die lagenweise wechselnde chemische Zusammensetzung des eingeschlossenen Gesteins zur Erscheinung.

Ziemlich häufig sind an der Äußeren Urweid Gesteine, die sich durch einen ungewöhnlichen Reichtum an Granat und Biotit auszeichnen. Diese Granatfelse zeigen u. d. M. Quarz, Feldspat und sehr viel Biotit. Das ganze ist siebartig durchsetzt von einer Unmenge kleiner Körnchen von Granat, die als Einschlüsse in allen übrigen Gemengteilen auftreten. Andere Schollen zeigen größere, krystallographisch gut ausgebildete Krystalle von Granat. Pyrit tritt fast in allen Einschlüssen in größerer oder kleinerer Menge auf.

Ein Gestein, das diesen Einschlüssen von der Urweid in vielen Punkten gleicht und jedenfalls auch einen derartigen Schollen einschluß repräsentiert, wurde an der Sustenstraße bei

den Kehren von Feldmoos aufgefunden. Der Unterschied gegenüber dem Vorkommen der Äußeren Urweid ist der, daß das Gestein sehr stark mechanisch deformiert ist (vgl. S. 279). Infolgedessen weisen fast sämtliche Granatkrystalle längliche Umrisse auf, die dadurch entstehen, daß einzelne Teile des Krystalls, die sich nach den Spaltflächen voneinander gelöst haben, auf diesen Flächen auseinandergeschoben werden.

Ein sehr biotitreicher Einschluß von der Urweid führt neben viel Pyrit zahlreiche kurze Säulchen und Körner von hellbraunem Turmalin, der hie und da Zonarstruktur aufweist. Da auch der I. Gr. gelegentlich Turmalin führt, so darf hier wohl auf Stoffzufuhr auf pneumatolytischem Wege aus dem umschließenden Magma geschlossen werden.

Andere Einschlüsse zeigen durch ihre Mineralkombination Quarz-Feldspat-Biotit und die Paralleltextur gneisartigen Habitus. Jedoch weisen nur einzelne Lagen diese Zusammensetzung auf; in raschem Wechsel können sich hornblende- oder augitreiche Lagen anschließen. (Diese Gesteine gleichen den neben der Marmorlinse II anstehenden.) Eine Merkwürdigkeit in derartigen Einschlüssen sind stengelige Einwachsungen von Quarz in Hornblende; Zoisit und Titanit sind häufige Gemengteile.

Viele Einschlüsse zeigen einen größeren Gehalt an Kalk, so daß sie als Kalksilikatfelse bezeichnet werden können. So führt ein Einschluß von der Straßenwand bei der Wirtschaft zur Inneren Urweid neben primärem Kalkspat viel Augit, Granat, Zoisit und Titanit.

Der Eindruck, den man von der Gesamtheit der beschriebenen Einschlüsse erhält, ist der, daß es sich um stark durch Eruptivkontakt metamorphosierte Schollen toniger bis kalkiger Sedimente handelt. Rein kalkige Einschlüsse größeren Stils sind die Marmorlinsen der Grimselstraße, die randlich beträchtlichen Silikatreichtum besitzen. Vielleicht lag auch manchen Kalksilikatfelsen ursprünglich reiner Kalk zugrunde, aus dem aber bei der Metamorphose durch Stoffzufuhr von seiten des Granits Kalksilikate geschaffen wurden.

Geht man von der Straßenwand mit den Scholleneinschlüssen die Grimselstraße aufwärts, so erreicht man nach ca. 250 m eine Stelle, an der vor offenbar nicht allzulanger Zeit gegraben wurde. Sieht man näher zu, so bemerkt man, daß hier eine schmale Marmoreinlagerung im Granit vorliegt (I). Ungefähr 25 m weiter, an der nächsten Straßenbiegung bemerkt man eine zweite leichte Schürfung, bei der anscheinend der gewünschte

Erfolg ausblieb, die aber wiederum einen schönen Marmor entblößte (II).

Diese Marmorvorkommen im Granit werden zuerst von Baltzer erwähnt. Er möchte sie in Analogie mit andern Vorkommnissen für abgetrennte, durch Druck marmorisierte Stücke eines Jurakalkkeils halten, ist sich aber der Schwierigkeit dieser Auffassung wohl bewußt. Er schreibt (Lit. I, S. 59): „Für die isolierten von mir nachgewiesenen Marmorbänder am Schönalphorn, am lauteren See, für den Marmor bei der Äußeren Urweid, welche alle ganz in Gneis eingeschlossen sind und keinen Übergang in gewöhnlichen Kalk zeigen, möchte ich die Möglichkeit anderer Entstehung nicht absolut in Abrede stellen. Es läßt sich ein strenger Beweis für ihre Bildung nicht führen, obwohl die Lagerungsverhältnisse die Entstehung durch Umwandlung wahrscheinlich machen." Sauer vertrat dann zuerst die Ansicht, daß die Marmorlinsen der Äußeren Urweid große, vom Granit eingeschlossene Schollen darstellen, die deutlich die Spuren der Kontaktmetamorphose aufweisen (Lit. 38). Hugi schließt sich dieser Auffassung an und fügt auch eine genauere petrographische Beschreibung der Marmorlinsen bei (Lit. 20).

Daran knüpft nun eine Kontroverse zwischen Hugi und Schmidt an (Lit. 41 und 21). Schmidt gibt nur für die Schollen an der Straßenwand die eruptive Einschließung zu, hält aber mit Entschiedenheit die beiden „Marmorlager" für abgequetschte Teile des Pfaffenkopfkeils. Hugi muß demgegenüber an der kontaktmetamorphen Bildung und damit an der Schollennatur des Marmors festhalten, wobei er allerdings zugibt, daß hieraus kein Beweis für postjurassisches Alter des Granits geführt werden dürfe, da es sich ja auch um prämesozoische Kalke handeln könne. Bei dieser Sachlage wird es wohl der Mühe wert sein, etwas zur Klärung beizutragen. Es sei daher eine kurze Beschreibung der beiden Marmorlinsen gegeben.

Der Aufschluß I zeigt rechts die Berührung von Kalk und Granit. Die Spuren mechanischer Beeinflussung sind überaus deutlich; sie äußern sich in einer ausgezeichneten Schieferung des Kalkes. Oben hört der Marmor schon ca. 4 m über dem Straßenniveau auf; unterhalb der Straße ist er noch festzustellen, während es Hugi nicht gelang, auch jenseits der Aare eine Fortsetzung der Linse aufzufinden. Das Gestein ist zum größten Teil ein fettig anzufühlender, grüngefleckter, geschieferter Marmor. Es fand Verwendung als Ofenstein. Die Nähe der Straße machte es unmöglich, mit dem Graben weiter in die Tiefe zu gehen, und

so mußte der Abbau bald aufhören. Die petrographische Untersuchung läßt in dem Gestein einen sehr serpentinreichen Marmor erkennen, dessen Entstehung unbedingt auf Kontaktmetamorphose zurückzuführen ist. Da merkwürdige rundliche Verwachsungen von Kalkspat und Serpentin vorkommen, so prägte Hugi sogar den Namen „Eozoon helveticum“ für das interessante Vorkommen. Daneben findet sich noch ein grobkrystalliner dunkler serpentinfreier Marmor vor. Bemerkenswert ist, daß das Fallen der Linse viel weniger steil ist (ca. 50° nach SO), als es für die Schieferung des Granits die Regel ist (ca. 80°).

Die Marmorlinse II zeigt etwas kompliziertere Verhältnisse. Die Schürfung entblößte den Marmor ganz gut, der sich nun in merkwürdig stotzigen Formen dem Beschauer darbietet. Das Gestein ist hier nicht serpentinhaltig, sondern ziemlich rein, nur mit vereinzelten Pyritkörnern. Die Leute, die hier nach „Giltstein“ suchten, kamen infolgedessen nicht auf ihre Rechnung. Rechts und links des Marmors tritt ein dunkles, hornfelsartiges Gestein auf, das mit einigen Schollengesteinen von der Straßenwand makroskopisch und mikroskopisch vollständig identisch ist. Es erscheint gneisartig, mit lagenweise wechselnder Zusammensetzung. Dunkle biotitreiche Lagen wechseln mit grünlichen ab. U. d. M. zeigt sich die Hauptmasse des Gesteins aus rundlichen, stark sericitisierten, nicht zwillingsgestreiften Feldspatkörnern gebildet, zwischen denen Biotitblättchen liegen. Quarz fehlt fast ganz; dagegen sind kleine Körner von Titanit und Rutilnädelchen (z. T. in schönen knieförmigen Zwillingen) recht häufig. In den grünlichen Lagen kommen einzelne Körner eines farblosen Augits vor. Es handelt sich also mit höchster Wahrscheinlichkeit um ein stark metamorphosiertes toniges Sediment, das die Marmorlinse begleitet.

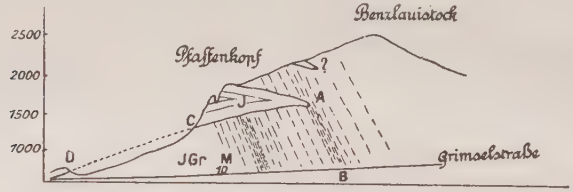
Rechts und links von diesem Gestein schließt sich dann der J. Gr. an, der hier ziemlich unruhiges Aussehen aufweist, z. T. primäre Paralleltextur erkennen läßt.

Links der großen Marmorlinse zeigen sich noch zwei kleinere, von denen die obere fast ganz zu einem Kalksilikatfels umgebildet ist, während die untere sich durch einen merkwürdigen grau und weiß gebänderten Marmor auszeichnet. Beachtenswert ist, daß diese beiden Linsen (besonders für die obere ist dies deutlich) fast genau senkrecht zur Hauptlinse streichen.

Nach allem Erwähnten läßt sich kein Beweis gegen die Schollennatur der beiden Marmorlinsen vorbringen. Die Größe und das lagerförmige Auftreten ist kein Gegengrund.

Man kennt z. B. aus dem Odenwald linsenförmige Einlagerungen von Marmor in Granit, die ausgezeichnet schöne Kontaktmineralien führen, und deren Schollennatur sicher festgestellt ist. Bei Auerbach ist ein ganzer Zug solcher Marmorlinsen auf 3,5 km Entfernung zu verfolgen; die größte ist 600 m lang und 45 m mächtig. Diese Maße gehen also weit über die Dimensionen der Marmorlinsen von der Grimselstraße hinaus! Interessant ist, daß auch der Marmor von Auerbach von einem anderen sedimentären Gestein begleitet ist, mit dem er gemeinsam vom Granit umschlossen wurde (vgl. Lit. 12).

Auch aus der deutlichen mechanischen Beeinflussung der Marmorlinsen läßt sich kein Beweis dafür führen, daß in dem



M Marmorlinsen der Äußeren Urweid.

Fig. 7.
Maßstab 1 : 100000.

Marmor abgequetschte Teile des Pfaffenkopfkeils vorliegen. Der intensive Druck, der bei der Alpenfaltung auf die ganze Masse des I. Gr. einwirkte, hat natürlich auch eingeschlossene Schollen nicht verschont. Vielleicht löste er sich in dem sonst so einheitlichen I. Gr. gerade an derartigen Stellen der Inhomogenität besonders leicht und intensiv aus, so daß dadurch so merkwürdige Verbiegungen, wie sie neben der Marmorlinse II auftreten, zu erklären wären. Dagegen zeigt die mikroskopische Untersuchung von Graniten aus nächster Nähe der Marmorlinse, daß dieselben nur mäßige mechanische Deformationen erlitten haben, keinesfalls derartige, wie sie bei einer so tiefgreifenden Einfaltung des Marmors zu finden sein müßten.

Schon die Lage der beiden „Marmorlager“ schließt übrigens eine solche Annahme aus (vgl. Fig. 7). Wenn man annehmen wollte, daß das Ende des Pfaffenkopfkeils abgequetscht und durch Bewegungen des Granits auf den Schieferungsflächen bis in die Höhe der Straße verschleppt worden wäre (längs der Linie AB), dann müßte dieser abgequetschte Kalk etwa bei Punkt B, also 1—2 km oberhalb des tatsächlichen Vorkommens anstehen. Betrachten wir, wie später genauer auszuführen sein wird, die

Fläche D—C—A als die primäre Auflagerungsfläche der Sedimente auf dem Granit, so ist nicht zu verstehen, durch welche tektonischen Bewegungen ein Stück des Sedimentmantels unter diese Fläche hätte heruntergezerrt werden können. Ein Grund gegen mechanische Einfaltung ist m. E. auch das abweichende (um 90° verschiedene) Streichen der beiden kleineren Marmorlinsen II sowie das flache Einfallen der Marmorlinse I.

Es lassen sich also gegen die Schollennatur der Marmorlinsen keine stichhaltigen Gründe vorbringen, dagegen können positive Beweise für dieselbe angeführt werden.

Wie schon erwähnt stimmt das Gestein rechts und links der Marmorlinse II vollständig mit einigen Schollen von der Straßenwand überein. Gibt man dort die Schollennatur zu, so wird man sie auch hier annehmen müssen. Die Marmorlinse wurde also nicht isoliert vom Magma des I. Gr. eingeschlossen, sondern noch mit Stücken ihres Nebengesteins, so daß wir jetzt eine zusammengesetzte Scholle vor uns haben. (Dasselbe ist, wie schon erwähnt, für den Marmor von Auerbach festgestellt worden.)

An der Straßenwand ist leicht die pegmatitische Randfacies zu beobachten, die der Granit gegen die Schollen hin ausbildet; dieselbe Randfacies konnte an der Marmorlinse II aufgefunden werden.

Schließlich liegt der stärkste und ausschlaggebende Beweis für eruptive Einschließung der Marmorlinsen in dem Auftreten zahlreicher und typischer Kontaktmineralien sowie der charakteristischen Kontaktstrukturen. Eine Mineralkombination von Granat, Augit, Vesuvian, Forsterit (bzw. Serpentin) wird sich nie durch Regional- oder Dynamometamorphose erklären lassen.

Nach alledem kann es kaum mehr einem Zweifel unterliegen, daß in den Marmorlinsen der Äußeren Urweid echte kontaktmetamorphe Schollengesteine vorliegen.

Dasselbe ist mit großer Wahrscheinlichkeit bei den übrigen Marmorvorkommen der Fall. Merkwürdige Verhältnisse herrschen am Lauteren See (oberbalb Speicherbergalp). Hier ist mitten in einem ziemlich reinen Marmor unvermittelt eine Lage von Silikaten eingeschaltet, die typische Kontaktmineralien aufweist. Es muß daraus auf kontaktmetamorphe Entstehung dieses Marmors und damit auch auf Schollennatur geschlossen werden. Mechanische Einfaltung im Sinne Baltzers ist demnach ausgeschlossen. Ob dies vielleicht sogar für den ganzen „oberen

Kalkkeil" des Pfaffenkopfs zutrifft, für dessen Verlängerung der Marmor vom Lauteren See von Baltzer gehalten wurde, wage ich aus Mangel an Beobachtungen nicht zu entscheiden.

Schwierig liegen die Verhältnisse beim Marmor von Schaftelen. Baltzer hält ihn für die Fortsetzung des Hauptkeils vom Pfaffenkopf, also für mechanich eingefaltet und marmorisiert. Dafür würde die Tatsache sprechen, daß die größte Marmorlinse von Schaftelen in stark geschiefertem I. Gr. liegt. Jedoch sollte auch hier das abgequetschte und verschleppte Ende des Keils eigentlich weiter südlich, gegen das Trifttal hin, gesucht werden. Nur die petrographische Untersuchung kann entscheiden. Diese zeigt, daß auch die Marmorlinsen von Schaftelen Kontaktmineralien führen, allerdings nicht so zahlreich wie die Kalkschollen der Grimselstraße. Der Marmor der zweiten Linse (an der scharfen Straßenwendung oberhalb der Hauptlinse), der mechanisch kaum verändert wurde, zeigt u. d. M. kleine Körner von Granat und zwillingsgestreiftem Augit, meist in Kalkspatkrystalle vollständig eingeschlossen. Hugi erwähnt noch mehr Kontaktmineralien von dieser Lokalität, darunter auch solche, die für eine pneumatolytische Einwirkung von seiten des Granits sprechen (Lit. 20). Demnach wäre auch der Marmor von Schaftelen kontaktmetamorpher Entstehung; auch er würde eine riesige im I. Gr. schwimmende Scholle darstellen. Besonders die Hauptlinse unterlag dann bei der tertiären Gebirgsbewegung gewaltigen Druckkräften; sie liegt in einer Quetschzone des I. Gr. Dies bewirkte eine stark ausgeprägte Schieferung des Marmors, dann aber auch lebhaften sekundären Umsatz des Kalkes durch Lösungen. Die Spalten, die im benachbarten Granit aufrissen, wurden von Kalk wieder ausgefüllt, und so sehen wir den Granit der näheren Umgebung des Marmors durchzogen von zahlreichen Kalkspatadern. U. d. M. zeigt sich das granitische Gestein oft durch und durch imprägniert von sekundären Kalkspatkryställchen.

Suchen wir die allgemeine Bedeutung der Schollen zu präzisieren, so können wir uns folgende Anschauung von ihnen bilden: In diesen Schollen liegen uns die Reste eines unbekannten Sedimentkomplexes vor, in den der I. Gr. eruptiv eindrang. Dieses Gestein erscheint infolgedessen intensiv durchdrungen von sedimentärem Material, das von ihm mehr oder weniger vollständig assimiliert wurde. Der Tonerdeüberschuß und die Pinitführung des I. Gr. sind die ersten Anzeichen für sedimentäre Beimischungen. Von hier bis zu der großen, mehrere hundert Meter messenden Scholle bestehen alle

möglichen Übergänge. Der I. Gr. ist also ein Batholith im Sinn von E. Suess, d. h. ein Intrusivkörper, der sich durch Aufschmelzen der Sedimente Platz geschaffen hat. Vielleicht ist am Kanderfirn noch der ursprüngliche Verband des nördlichen Granits mit dem zertrümmerten Sedimentdach erhalten, obgleich möglicherweise eine Verwechslung mit dem untersten Glied des autochthonen Sedimentmantels, der Arkose, in der Beschreibung Truningers (Lit. 49) stattfand. Auch Staub wies bereits darauf hin (Lit. 44, S. 16).

Die Aufstellung verschiedener Zonen („Assimilations- und Injektionszone" Truningers) läßt sich für den I. Gr. nicht rechtfertigen. Die Schollen sind unregelmäßig über das ganze Gebiet verteilt. Wenn es bei Staub (Lit. 44, S. 19) heißt: „Gute Aufschlüsse von Injektionszonen treffen wir bei der Äußeren Urweid im Aaretal", so muß dagegen Widerspruch erhoben werden. Es handelt sich nur um eine Wand mit durchaderten Schollenein schlüssen, nicht um Injektion im engeren Sinne. Hieraus eine „Zone" abzuleiten, ist unzulässig.

Aus diesen Ausführungen geht nun schließlich auch hervor, daß die Scholle vom Sustenpaß nicht in diesem Zusammenhang genannt werden darf, wie das von Sauer geschehen ist, der nach seiner ersten kurzen Mitteilung (Lit. 38) über das Vorkommen von Wollastonitfels am Sustenpaß geneigt war, diesen als Einschluß des I.Gr. anzusehen. In dieser Scholle wechsellagern vielmehr Erstfelder Sedimentgneise mit Kalksilikatfelsen: das Ganze schwimmt im Erstfelder Eruptivgneis, einem von I.Gr. scharf zu unterscheidenden Magma. Sie bildet also wohl ein Analogon zu den Schollen im I.Gr., besitzt aber anderes Alter. Auch liegt sie nicht in der Verlängerung der Linie Urweid—Schaftelen—Feldmoos, sondern mindestens 2—3 km südlich davon.

V. Mechanische Deformation des Innertkirchener Granits.

Folgt man der neuen Grimselstraße mit ihren schönen Aufschlüssen von der Äußeren Urweid bis gegen Boden, so erhält man zunächst den Eindruck, durch recht verschiedenartige Gesteine zu kommen (vgl. Lit. 4, S. 342). Zuerst befindet man sich noch im typischen I.Gr.; dann folgen stark geschieferte Gesteine, die sich aber noch recht gut als Granit erkennen lassen; schließlich kommen bei dem kleinen Straßentunnel, über den ein Bach herabstürzt, grüne, fettig anzufühlende Schiefer. Nach einer kurzen Unterbrechung der Aufschlüsse steht bei der Wirtschaft zur Inneren Urweid wieder ein ziemlich unverändertes Gestein mit großen Feldspäten an, das kleine

Schollen von Kalksilikatfels führt. Sie gleichen den Einschlüssen von der Äußeren Urweid; das einschließende Gestein ist sicher I.Gr. Weiter aufwärts finden sich wieder grünliche, schiefrige Gesteine in ziemlich wechselnder Ausbildung bis ca. 200 m unterhalb der Bodenbrücke. Sie sind den weiter unten anstehenden Schiefern durchaus ähnlich.

Schlägt man nun aus dieser Reihe scheinbar verschiedener Gesteine eine Serie von Handstücken und unterwirft diese einer eingehenden Vergleichung, so findet man bald alle nur gewünschten Übergänge vom Granit bis zum grünen Schiefer. Besonders schön und auf geringe Entfernung zusammengedrängt sind diese Übergänge von km 3 bis zum Straßentunnel (ungef. bei km 3,3) zu studieren. — Es würde sich also auf der ganzen Strecke nur um ein Gestein, den I-Gr. handeln, der aber zum großen Teil in stark umgewandeltem Zustand vorliegen würde. Fragen wir nach der Art der Metamorphose, so können wir nach den Beobachtungen am Anstehenden und am Handstück keinen Augenblick im Zweifel sein, daß es in erster Linie eine Umwandlung durch Druck ist. Überall zeigt sich das Gestein von Flächen durchzogen, die durch vorzügliche Rutschstreifung ihre Entstehung durch Druck zu erkennen geben. Die Rutschstreifen beweisen zugleich, daß scherende und gleitende Bewegungen auf diesen Flächen stattgefunden haben. Die Schieferungsflächen sind alle gleich orientiert; sie treten zuerst in mäßigem Abstand voneinander auf und scharen sich schließlich immer dichter: aus dem Granit wird ein geschieferter Granit („Gneis"), schließlich ein Schiefer. Nicht selten kann man bei diesem Vorgang beobachten, wie einzelne Bestandteile des Granits (z. B. Feldspäte) in Schuppen zerpreßt und diese dachziegelartig übereinandergeschoben werden.

Mit dieser mechanischen Schieferung gehen gewisse chemisch-mineralogische Veränderungen des Gesteins Hand in Hand. Die Schieferungsflächen werden nach und nach immer dichter überzogen von grünlichen Sericithäuten, die schließlich dem Endprodukt seinen charakteristischen Habitus verleihen.

Die Ebene, nach der die Schieferung erfolgt, liegt im alpinen Streichen und fällt nach S O unter einem Winkel von 65—70° ein. Natürlich ist diese Schieferung auch für die Verwitterung und Ablösung des Gesteins von Bedeutung, und so kommt es, daß sie an den Gebirgsgraten schön heraustritt und schon von weitem gut zu erkennen ist.

Außer dieser Hauptschieferungsebene macht sich besonders an der Grimselstraße noch eine zweite geltend, die unter ca.

20—25° nach SO einfällt. Abbildung 1 auf Taf. XXI zeigt diese doppelte Schieferung des Granits im Einschnitt bei km 3. Auch weiter aufwärts gegen die Tönende Fluh hin ist diese zweite, flacher liegende Druckfläche sehr deutlich zu erkennen und oft mit wunderschönen Rutschstreifen versehen. Sie scheint jünger zu sein als die steilstehende Hauptschieferungsfläche. Die doppelte Schieferung verursacht die Erscheinung, daß Handstücke nach beiden Flächen spalten und ganz bestimmte, schief prismatische Formen annehmen.

Ähnliches, vor allem auch prachtvolle Rutschflächen, zeigt der neuere Anschnitt des Gadmentalsträßchens bei Hopflauenen. (Ganz dieselben Gesteine, die wir an der Grimselstraße als Druckprodukte aus I.Gr. erkennen, finden sich am Gstellihorn, im Urbachtal, bei Schaftelen, im Trifttal unterhalb Triftalp, bei Feldmoos. Auch auf Typen von diesen Lokalitäten soll im folgenden Bezug genommen werden.)

Bringt uns so schon die Beobachtung im Freien und am Handstück zu der Anschauung, daß die Gesteine der Grimselstraße durch Druck aus I.Gr. entstanden seien, so erhebt die Untersuchung der mikroskopischen Strukturen diese Annahme zur Gewißheit. U. d. M. läßt sich die Umbildung des I.Gr. bis zum grünlichen Sericitschiefer in allen ihren Stadien verfolgen. Gesteine, die auf einer mittleren Stufe der Umbildung stehen blieben, zeigen uns den Weg, den die stärkstmetamorphosierten durchlaufen mußten. — Dann läßt uns die mikroskopische Untersuchung aber auch die Faktoren erkennen, die durch ihr Zusammenwirken die Umwandlung des Gesteins hervorgerufen haben.

Versuchen wir, aus der kontinuierlichen Reihe der Umwandlungsprodukte Typen herauszuheben, so können wir sie mit den Namen gepreßter Granit, geschieferter Granit, (= „Gneis“) und Sericitschiefer bezeichnen. Auch bei der mikroskopischen Beschreibung sollen im folgenden diese drei wichtigsten Stadien der mechanischen Verarbeitung des Granits auseinandergehalten werden.

Alle untersuchten Dünnschliffe des I.Gr. wiesen schon deutliche Spuren einer Pressung des Gesteins auf, und es scheint, daß ein völlig intaktes Gestein im Innertkirchener Gebiet überhaupt nicht ansteht. (Es wurde darauf zum Teil schon früher hingewiesen; vgl. S. 262.) Die beiden Gemengteile, die die Einwirkung von Druck zuerst erkennen lassen, sind Quarz und Biotit. Bei Quarz äußert sie sich zunächst in der bekannten undulösen Auslöschung. Jedoch

schon dieses erste Stadium ist relativ selten zu beobachten; meist zeigt sich der Quarz bereits in optisch verschieden orientierte Felder zerfallen, die mit einfachen Begrenzungslinien aneinanderstoßen; Sprünge lassen sich dabei nicht beobachten. Damit scheint sich die Spannung zunächst ausgelöst zu haben: die einzelnen durch Zerfall entstandenen Felder zeigen keine Undulation mehr. In späteren Stadien der Pressung setzt sich dieser Zerfall fort. Dabei tritt nun hie und da ein intensiv zackiges Ineinandergreifen der entstandenen Felder auf, das recht bizarre Formen entstehen läßt. Dazu kann sich noch eine lebhafte Undulation gesellen, die häufig in parallelen Wellen über den Krystall wegläuft und dadurch eine bestimmte Richtung des Drucks zu erkennen gibt. (Es ist diese Erscheinung nicht zu verwechseln mit der Parallelstreifigkeit des Quarzes, die erst später auftritt.)

Biotit zeigt zu Anfang leichte Biegungen und Stauchungen. Dabei lockert sich der Verband der einzelnen Lamellen, die aneinander verschoben oder aufgeblättert werden. Die Steigerung dieser Erscheinungen läßt sich deutlich verfolgen; es entstehen immer stärkere Biegungen und Zerknäuelungen.

Feldspat erleidet erst lange nach Quarz Druckdeformationen; auch er zeigt zuerst Undulation, dann Zerbrechung. Plagioklas scheint dabei erheblich spröder zu sein als Orthoklas.

Interessant ist es, wie der Pinit auf Druck reagiert. Da er ja eigentlich nur ein Aggregat feinster Muscovitschüppchen darstellt, so ist es sehr wohl verständlich, daß es recht leicht geschieht, und daß sich der Pinit dabei annähernd plastisch verhält. Es hat oft den Anschein, als ob er in Spalten, die in seiner Nähe aufbrechen, plastisch hineingepreßt würde. Meist erzeugt der Druck im Pinit Flasern und Strähnen, die aus gleich auslöschenden Muscovitkryställchen bestehen und senkrecht zur Druckrichtung verlaufen. Auf einer ähnlichen Orientierung dieser Teilchen beruhen auch merkwürdige Mäanderbildungen im Pinit, die in einem Gestein der Urbachsteige gefunden wurden.

Schon sehr bald lassen sich u. d. M. Sprünge und Spalten im Gestein feststellen. Sie folgen zuerst noch den Grenzen, in denen die einzelnen Gemengteile aneinanderstoßen, lassen aber oft schon deutlich in ihrer Gesamtheit eine einheitliche Richtung erkennen: die Richtung normal zum wirkenden Streß. Wo ein solcher Sprung durch einen Feldspat hindurchsetzt, zeigt er sich oft durch eine Spaltfläche, also eine Fläche geringerer Kohäsion des Krystalls, abgelenkt. Dadurch wurde nun natürlich eine außerordentliche Lockerung des Ge-

steinsgefüges hervorgerufen und vor allem dem Wasser der Zugang eröffnet. Dieses konnte nun überall leicht eindringen und im Gestein seine Arbeit verrichten. Im Zusammenhang damit stehen die chemischen Veränderungen der Gesteinskomponenten. Sie sind also nicht als direkte Wirkungen des Druckes zu denken, in dem Sinne, daß der Druck die chemische Reaktion veranlasse. Sie sind vielmehr nur sekundäre Wirkungen des Druckes: das Gestein wird durch ihn aufgelockert, so daß die chemisch wirksamen Agenzien eindringen können. Auch an den einzelnen Mineralien ist ihnen durch Zerbrechungen und Aufblätterungen der Angriff erleichtert.

Dies gilt z. B. von der Bildung von Chlorit aus Biotit. Sehr häufig ist ein Zusammenhang zwischen Chloritisierung des Biotits und Stärke der mechanischen Beeinflussung zu erkennen. Am aufgeblätterten und verbogenen Biotit finden die umwandelnden Agenzien leichteren Zugang; die Chloritisierung wird also rascher und gründlicher vor sich gehen.

Ähnlich verhält es sich mit der Sericitisierung der Feldspäte. Oft beginnt sie an neu entstandenen Druckspalten, sie kann aber auch in sehr verschiedener anderer Weise sich vollziehen. In manchen Fällen treten einzelne Sericitblättchen isoliert im Feldspat auf; es kann der ganze Krystall wie von einem dünnen Netzwerk überzogen sein oder schließlich vollständig in einen dicken Filz von Glimmer verwandelt erscheinen.

An diese chemischen Veränderungen der Mineralien an Ort und Stelle schließen sich nun die Erscheinungen an, die man zusammenfassend als „Transport durch Lösung“ bezeichnen kann. Feldspäte (Orthoklas und Plagioklas) zeigen sich oft von einer klaren Hülle umgeben, die auch aus Feldspatsubstanz besteht, aber die trübenden Verwitterungseinschlüsse nicht enthält; sie ist offenbar schon an den in Verwitterung begriffenen Krystall angewachsen. Untersucht man derartige Anwachsränder genauer, so lassen sie häufig etwas höhere Lichtbrechung als der umwachsene Feldspat erkennen; überall zeigen sie mit ihm die gleiche krystallographische Orientierung. Derartige Bildungen im fertigen Gestein sind nur durch Zirkulation wässeriger Lösungen auf Spaltensystemen zu erklären; was an einer Stelle gelöst wird, kommt an der andern wieder zur Ausscheidung.

Diesen „Lösungstransport“ macht nun vor allen anderen Mineralien der Quarz mit. Hie und da bemerkt man in einem Feldspat einen Sprung, eine kleine Reibungszone. Das Ganze ist aber vollständig wieder verkittet durch eingedrunge-

nen Quarz. Ebenso findet er sich zwischen den aufgeblätterten Lamellen von Biotit; wo überhaupt eine Spalte oder ein Sprung auftritt, wird sie von Quarzsubstanz wieder verheilt.

Dabei zeigt sich der Quarz meist noch begleitet von anderen Mineralien, besonders von Chlorit. Seine Verbreitung hat in dem sich zersetzenden Biotit ihren Ursprung; in seiner Nähe ist der sekundär ausgeschiedene Chlorit am häufigsten. Gern setzt er sich auch mit merkwürdig zackig-fransigem Rand an unveränderten Biotit an. Häufig scheidet sich der Chlorit gemeinsam mit Quarz aus; er begibt sich aber auch allein auf die Wanderung. Manche Feldspatkrystalle sind ganz von Chlorit erfüllt, der offenbar auf Spaltflächen eindrang.

In geringerer Menge als Chlorit findet man kleine Krystalle von Kalkspat. Sie sind wohl zumeist aus der Zersetzung des Kalknatronfeldspats unter Einwirkung kohlensäurehaltigen Wassers entstanden. In anderen Fällen, so z. B. in der Nähe von Marmorlinsen, muß wegen der großen Menge des Kalkspats an ein Eindringen kalkhaltiger Lösungen gedacht werden.

Als viertes Spaltenmineral muß der Muscovit angeführt werden, der auch besonders mit Quarz zusammen auftritt. Er geht häufig aus Biotit hervor und findet sich als Zersetzungsprodukt dieses Minerals vergesellschaftet mit Chlorit. Noch häufiger entsteht er jedoch aus Feldspat (Orthoklas und Plagioklas). Da bei der Verwandlung von Feldspat in Muscovit Kieselsäure frei wird, so muß wohl ein Teil des spaltenfüllenden sekundären Quarzes auf Rechnung dieses Vorganges gesetzt werden. Häufig sind Sprünge im Feldspat von einem Gemenge von Quarz und Muscovit erfüllt; seltner geschieht die Verkittung durch klare Feldspatsubstanz, die Albitlamellierung aufweisen kann.

Eine derartige Spaltenbildung, wie sie im vorstehenden beschrieben wurde, die gefolgt ist von einer Zirkulation wässeriger Lösungen, welche gelöste Stoffe transportieren und wieder zur Ausscheidung bringen, kann natürlich in allen Stadien und Dimensionen verfolgt werden. In diesem Zusammenhang wäre deshalb auch die petrographische Beschreibung der Ausfüllungen größerer Zerreißungsspalten einzufügen, obwohl diese Erscheinungen mit dem Gang der Metamorphose nicht notwendig zusammenhängen würden. Solche Spalten von ca. 1 cm Breite sind nicht allzu selten, sie enthalten dieselben Mineralien wie die mikroskopischen Spaltensysteme. — Hie und da, so z. B. an einem Gestein von der Grimselstraße, läßt sich schon makroskopisch erkennen, daß sich die Substanz der Spalte senkrecht zu den Wänden orientiert. U. d. M. ist dies noch

deutlicher. Die Hauptmasse der Ausfüllung besteht aus Quarz, der sich in eigentümlich stengligen Formen senkrecht zu der Spaltenwand einstellt; in derselben Richtung sind prismatische Epidotkrystalle eingewachsen.

Sehr interessant sind Bildungen in einer Spaltenausfüllung eines Gesteins vom Sustenpaß (Kehren von Feldmoos). Es kommen hier Einwachsungen von wurmförmig gebogenem Chlorit (Helminth) in Quarz vor. Sie beweisen die gleichzeitige Ausscheidung beider Mineralien aus wässeriger Lösung. Daneben haben sich schöne große Kalkspatkrystalle gebildet. Beachtenswert ist schließlich das Auftreten von Schachbrettalbit. Er kommt nach Becke (Lit. 8) in Gesteinen vor, die einen „ursprünglichen Gehalt an Kalifeldspat aufweisen und starker Umwandlung ausgesetzt waren". Hier in der Spaltenausfüllung muß er einfach auf wässerigem Wege entstanden sein.

Damit wären die im ersten Stadium der Metamorphose auftretenden Erscheinungen in der Hauptsache geschildert. Der Beginn der Gesteinsumbildung ist gekennzeichnet durch mäßige Zerbrechungen der Komponenten sowie durch die Bildung mikroskopischer Spalten. Das auf diesen eindringende Wasser verursacht chemische Veränderungen der Gemengteile und verrichtet einen nicht unbedeutenden Stofftransport durch Lösung und Wiederausscheidung des Gelösten an anderer Stelle. Dadurch wird das Ganze wieder zusammengekittet, die Spalten wieder ausgefüllt. Natürlich findet dieser letztere Vorgang erst statt, nachdem die pressenden Kräfte wieder zur Ruhe gekommen sind.

Parallelstellung des Glimmers wird in diesem Stadium noch nicht erreicht; dieser Vorgang ist charakteristisch für das folgende zweite Stadium.

Die Spaltenbildung wird lebhafter; die Klüfte mehren sich zusehends und scharen sich spitzwinklig. Es erfolgen nun auf diesen Flächen gleitende, scherende Bewegungen, die vor allem den Biotit erfassen und in ihre Richtung hineinzerren. Die große Gleitfähigkeit des Glimmers auf den Spaltflächen begünstigt diesen Vorgang. Steht ein Biotit mit seiner Spaltrichtung senkrecht zu einer neu entstehenden Druckkluft, so wird er zunächst zusammengeschoben und gefaltet; dann werden seitlich Teile von ihm abgeschert und durch Bewegungen längs der Kluftfläche in diese Richtung hineingezerrt. Bei manchen Biotiten gelang dieser Vorgang nur zur Hälfte: ein Teil ist mechanisch in die Schieferungsrichtung hineingezogen, der

andere läßt noch seine ursprüngliche Lage erkennen. Andere Biotite sind dagegen vollkommen in diese sekundäre Paralleltextur aufgenommen worden. Liegt ein Biotit mit seinen Spaltflächen von vornherein in der Kluftrichtung, so werden die einzelnen Lamellen auseinandergeschoben, in der Kluft verschleppt, so daß schließlich aus dem dicken Paket eine dünne Flaser entsteht.

Neben dieser Ausbildung einer Paralleltextur schreitet sowohl die mechanische Zertrümmerung als auch die Lösungstätigkeit fort. Quarz zeigt immer wildere Undulation und weist nun, also in einem ziemlich weit vorgeschrittenen Stadium der Pressung, auch die von manchen Autoren schon erwähnte Streifung auf. (Vgl. Taf. XX, Abb. 4.) Es handelt sich hierbei nicht um eine verfeinerte „Parallelundulation"; die feine, in ihrer Breite sehr konstant bleibende Streifung zieht vielmehr geradlinig über den Quarz hinweg. Bei schiefer Beleuchtung lassen sich deutlich Differenzen in der Lichtbrechung erkennen; es liegt also eine gesetzmäßige Verwachsung verschieden orientierter Krystallsubstanz, d. h. eine Zwillingsbildung vor. Über die Streifung her kann sich noch die gewöhnliche Undulation legen.

An anderen Stellen bilden sich aus dem Quarz ganze Trümmerfelder mit größeren und kleineren Bruchstücken. Allmählich nehmen auch Zerbrechungserscheinungen im Feldspat immer mehr zu; die einzelnen Bruchstücke werden dabei mit ihrer Längsausdehnung in die Richtung der Gesteinsschieferung hineingepreßt. Schöne Zerbrechungserscheinungen im Feldspat zeigt Taf. XX, Fig. 5. Interessant ist, daß der Krystall oben rechts bruchlose plastische Deformation zeigt.

An den Rändern der Feldspäte werden oft durch gegenseitige Reibung Stücke abgerissen und dadurch eine Art Trümmerzone gebildet, die dann meist durch Quarz wieder verkittet wird. Eine überaus feinkörnige Trümmermasse, die vielleicht durch Abreibung der Komponenten aneinander entstanden ist und deshalb vielfach als „Gereibsel" bezeichnet wird, verbreitet sich weithin im Gestein und sammelt sich besonders in den sogenannten „toten Räumen" an, die nun auch aufzutreten beginnen. Sie entstehen dadurch, daß ein Quarz- oder Feldspatkrystall in die Schieferungsrichtung hereingedreht wird. Dabei wird an den Enden des Krystalls ein leerer Raum übrigbleiben, der nun von anderen Substanzen ausgefüllt wird. Es sammelt sich darin klastisches Material der Umgebung („Gereibsel"); daneben werden von zirkulierenden Lösungen Stoffe ausgeschieden. So finden sich in den „toten

Räumen" Quarz, kleine Feldspatfragmente, Chlorit und Sericit zum einem Ganzen verkittet.

Damit wurde die Lösungstätigkeit berührt; sie ist auch für dieses Stadium von größter Bedeutung. Inmitten eines stark gestörten Gesteins sieht man oft in der Richtung der Schieferung ganz schwach gestörte längliche Quarze liegen; sie weisen z. T. kaum undulöse Auslöschung auf. Ihre Entstehung muß man sich wohl auf dem Wege der Ausscheidung aus wässeriger Lösung denken. Häufig sind auch linsenförmige, sogenannte „geschwänzte Quarze." Sie sind sicher zum Teil so entstanden, daß ein toter Raum, der hinter einem Quarzkrystall freiblieb, sich mit Quarzsubstanz ausfüllte, die sich in gleicher Orientierung anfügte.

Nächst diesen Erscheinungen beherrscht der immer reichlicher auftretende Sericit das Strukturbild des Gesteins. Das Netz von Sericit, von dem die Feldspäte durchflochten werden, wird immer dichter; immer mehr tritt der Sericit dann auch aus dem Feldspat heraus und sammelt sich auf den Schieferungsflächen in glänzenden Häuten an; diese erscheinen im Dünnschliff als breite Bahnen, die als „Sericitsträhnen" bezeichnet werden.

Die Erscheinungen im zweiten Stadium der Metamorphose vermögen das Bild der granitischen Gesteinsstruktur noch nicht zu verwischen. Charakteristisch ist die Parallelstellung der Biotite, die früher den Namen „Gneis" rechtfertigte. Jedoch merkt man dieser Paralleltextur ohne Schwierigkeit das Gewaltsame ihrer Entstehung an.

Das dritte Stadium in der mechanischen Verarbeitung des I. Gr. stellen die Gesteine dar, die Baltzer als „Sericitschiefer" ausschied. Sie weisen gegenüber dem „Gneisstadium" keine neuen Strukturmerkmale auf. Wir sehen jedoch sowohl die Zertrümmerung als die Umkrystallisation immer größeren Umfang annehmen, so daß die Granitstruktur immer undeutlicher und endlich fast ganz verwischt wird.

Das dritte Stadium kann man mit einer Flaserung des „Gneises" beginnen lassen. Es bilden sich stärkere Klüfte heraus, längs deren die Gemengteile intensiv zermalmt werden. Dazwischen verbleiben linsenförmige Partien geringerer Störung. Der Biotit zeigt zeigt dieselben Deformationen, wie sie bereits beschrieben wurden; nur sind die einzelnen Lamellen noch viel weiter ausgezogen und verschleppt, was auf stärkere Scherbewegungen schließen läßt. Oft umschmiegt er größere Feldspäte oder Quarze und hüllt sie vollständig ein. Besonders

gilt dies aber von den Sericitsträhnen, die immer größere Bedeutung erlangen. Stärkere und schwächere Bahnen durchflechten das ganze Gestein, vor allem auch die Trümmerfelder mit ihren länglichen Bruchstücken von Quarz und Feldspat. Unverkennbar ist das Bestreben, die einzelnen Trümmer in die Schieferungsrichtung einzustellen. Die „toten Räume," die dabei entstehen mußten, sind bereits erwähnt. Das Verhalten des Quarzes ist überaus wechselnd und unberechenbar; zum Teil zeigt er die wildesten optischen Störungen und mechanischen Zerbrechungen; daneben finden sich Krystalle, die fast nichts von alledem erkennen lassen. Man könnte geradezu sagen: In den am stärksten gepreßten Gesteinen ist der Quarz am ungestörtesten. Diese Erscheinung läßt sich nur durch Umkrystallisation erklären. Der Feldspat wird immer mehr durch Sericit ersetzt und verschwindet schließlich ganz, so daß wir als Endprodukt der Umbildung des I. Gr. Gesteine erhalten, die nur noch aus Quarz, Sericit und Chlorit zusammengesetzt sind. Ein instruktives Strukturbild aus einem derartigen Gestein zeigt Taf. XX, Fig. 6.

Versuchen wir das zusammenzufassen, was uns die mikroskopische Untersuchung über die Metamorphose des I. Gr. lehrt, so können wir ungefähr folgendes aussagen: Die Hauptrolle spielt die mechanische Zertrümmerung. Die Bruchstücke werden dabei senkrecht zur Druckrichtung orientiert unter der Mithilfe scherender Bewegungen. Auf diese Weise entsteht aus dem richtungslos körnigen Gestein ein solches mit ausgeprägter Paralleltextur. Hand in Hand mit der Zerbrechung gehen chemische Vorgänge, vor allem die Sericitisierung des Feldspats. Das Wasser, das auf den zahllosen neugebildeten Spalten eindringen konnte, wirkt durch Lösung und Wiederausscheidung des Gelösten in hohem Maße umkrystallisierend. Durch Zusammenwirken all dieser Vorgänge kann aus einem Granit ein parallel struiertes Gestein (ein sog. „Gneis"), schließlich ein Sericitschiefer erzeugt werden.

Legen wir die Auffassung von U. Grubenmann zugrunde, so wäre die Umwandlung typisch für die oberste Zone, in der die Kataklase überwiegt (Lit. 17). Die angeführten Faktoren genügen zur Erklärung der Metamorphose vollständig, es ist nicht nötig, auch „postvulkanische Prozesse" beizuziehen, wie dies von Hugi geschieht (Lit. 20).

Der „Gneis" der älteren Autoren ist also nur ein deformierter Granit. Daraus erklären sich einige Tatsachen, die früher rätselhaft erscheinen mußten. Baltzer betont mehrere

Male, daß sich nie der Gneis an den Kalk anschmiege, wohl aber Kalk an den Gneis. Das erste erklärt sich daraus, daß die Schieferung des Granits senkrecht zu der Fläche erfolgte, auf welcher der Kalk ihm auflagerte. Dagegen ist es möglich, daß eine Partie des Kalks (z. B. das Ende eines Kalkkeils) ergriffen und durch Translationsbewegungen in die Schieferungsrichtung des Granits hereingebogen, vielleicht gar verschleppt wird.

Die Beobachtung Baltzers, daß zur Schichtung des Gneises oft noch eine sekundäre Schieferung trete, erklärt sich höchstwahrscheinlich aus der doppelten Schieferung des Granits (vgl. S. 279 und Taf. XXI, Fig. 1).

Das Gstellihorn mit seinen riesigen Verknetungen von Granit und Kalk liefert ganz dieselben gepreßten Gesteine, wie sie an der Grimselstraße anstehen, nur ist womöglich die Zerbrechung und Zerreibung der einzelnen Gemengteile noch intensiver als dort. Die Bemerkung von Weinschenk, daß ein eruptives Eindringen des Granits in den Kalk vorliege, muß entschieden zurückgewiesen werden (Lit. 52, S. 321). Dagegen spricht neben dem Fehlen einer Kontaktmetamorphose und der regelmäßigen Umsäumung des Jurakalks mit Rötidolomit vor allem auch die petrographische Beschaffenheit des Granits, der kaum irgendwo so starke Pressung erlitt wie eben hier.

Von Sauer ist die Tatsache der mechanischen Verarbeitung des I. Gr. zuerst erkannt worden (Lit. 38). Er stellt die Erscheinungen im I. Gr. in Parallele mit denen im Lausitzer Granit an der großen Überschiebung (vgl. Lit. 26 u. 29) und redet von einer riesigen Quetschzone im I. Gr. Er meint damit eine Zone im Streichen und Fallen des Aarmassivs, in der sich der von S kommende Druck ausgelöst habe. (Die Mißverständnisse von Klemm und Königsberger wurden schon auf S. 109 erwähnt.) Diese Auffassung hat sich vollständig bestätigt; nur handelt es sich jedenfalls nicht um eine einheitliche Quetschzone. Stärker und schwächer gepreßte Partien wechseln miteinander ab und lassen die Existenz einer größeren Anzahl hintereinanderliegender Quetschzonen wahrscheinlicher erscheinen. Auch für das Lausitzer Gebiet wird ja die ungemein wechselnde Beschaffenheit des gepreßten Granits besonders betont. Im Streichen lassen sich die Erscheinungen vom Urbachtal bis gegen den Sustenpaß verfolgen, wo sie auf die E. Gn. übergehen.

C. Das Carbon des Wendenjochs.

Die sedimentären Schichten des Wendenjochs werden zuerst von Baltzer erwähnt (1880, Lit. 1, S. 147). Er fand hier „verrucanoartige Gesteine“ und schwarze, knotige Anthrazitschiefer mit Linsen und Nestern von Quarz; er bemerkte auch schon, daß in den dunklen Schiefern Einschlüsse des unterteufenden Glimmergneises vorkommen. Die Lagerungsverhältnisse faßt er jedoch überaus merkwürdig auf. Er gibt ein Profil (Lit. 1, Atlas, Taf. IX, Fig. 13), in dem er versucht, trotz der beobachteten Diskordanz zwischen schwarzen Schiefern und Arkose den ganzen Komplex von den Erstfelder Gneisen bis zum Malm als eine konkordante Schichtfolge darzustellen. Es gelingt dies nur mit Hilfe von eigentümlichen Schichtenabbiegungen, die sich der Beobachtung entziehen.

Der zweite geologische Besucher der Lokalität war Hugi (1906, Lit. 20.) Er schließt aus der Diskordanz von schwarzen Schiefern und Trias auf ein höheres Alter der ersteren, die er ihrer petrographischen Beschaffenheit halber als Carbon erklärt. Er untersucht die Konglomerate, in denen er nur Glimmerschiefer und Quarzite konstatiert, glaubt dagegen an gewissen Schiefern („Knotenschiefern“) Erscheinungen einer Kontaktmetamorphose zu erkennen. Diese wurde nach ihm durch den „nördlichen Gneis“ hervorgebracht, der demnach jünger als diese Schichten wäre.

Dem tritt Königsberger entgegen (Lit. 24). Er gibt ein detailliertes Profil des wichtigen Punktes und weist vor allem darauf hin, daß in den Konglomeraten des Wendenjochs Gerölle des konkordant unterteufenden Erstfelder Gneises (Eruptivgneis) zu finden seien, daß es sich also keinesfalls um Kontaktmetamorphose durch den „nördlichen Gneis“ handeln könne. Die Beobachtungen Hugis über die „Knotenschiefer“ mit Kontaktmineralien erkennt er überhaupt nicht an.

Dieser Widerspruch der Anschauungen löst sich zum Teil dadurch, daß beide Autoren unter „nördlichem Gneis“ Verschiedenes verstehen. Königsberger kommt mit seinen Untersuchungen von O her und meint den Erstfelder Eruptivgneis, der allerdings schon in den Konglomeraten zu finden ist und auf den deshalb seine Ausführungen zutreffen. Hugi versteht dagegen unter „nördlichem Gneis den Innertkirchener Granit, der in den betreffenden Konglomeraten nicht vorkommt und der nachweisbar jünger ist als der E. Gn. Die Möglichkeit einer Kontaktmetamorphose durch dieses Gestein ist deshalb nicht von der Hand zu weisen.

Neuerdings wurde das Carbon des Wendenjochs noch von Escher (Lit. 13, 1911) in seiner zusammenfassenden Arbeit über prätriassische Alpenfaltung besprochen.

Nach Königsbergers Angaben (Lit. 24) und eigenen Beobachtungen liegen die Verhältnisse am Wendenjoch ungefähr folgendermassen:

Die schwarzen Schiefer und Konglomerate, die auf der Höhe des Wendengletschers am Tierberg anstehen, bilden den Teil eines Gesteinszuges, der von der Urat bis gegen Erstfeld hin zu verfolgen ist. Östlich vom Wendenjoch erwähnt Tobler (Lit. 47) steilstehende schwarze Schiefer zwischen Zwächten und Kleinem Spannort; weiterhin müssen diese Gesteine, nach dem Funde von kohligen Schiefern und Konglomeraten in den Schuttkegeln beim Oberen See und im Riedbach zu schließen, über die Gegend des Oberen Sees bis zum Riedtal hin streichen, ohne jedoch das Reußtal noch zu erreichen. Den einzigen guten Aufschluß bietet das Wendenjoch. Erstfelder Gneis und schwarze Schiefer liegen wahrscheinlich konkordant; vielleicht ist jedoch diese Konkordanz keine ursprüngliche, sondern erst durch tektonische Vorgänge sekundär erzeugt. Auf den Gneis folgen (noch auf der Grassenseite) Konglomerate mit Bruchstücken von Erstfelder Gneis; zwischen ihnen eingeschaltet findet sich eine Lage glänzender schwarzer Schiefer, in denen bei längerem Suchen wohl Pflanzenreste gefunden werden könnten. Am Tierberg setzt sich das Profil mit Konglomeraten und stark kohleführenden Schiefern fort (7^1—10^1) nach Kgsb.). Dann folgt ein ziemlich mächtiger Komplex, der die „Knotenschiefer" Hugis darstellt (11^1—13^1). Es sind keine Konglomerate, wie Königsberger angibt, sondern dunkelgraue, sehr dünn spaltende Schiefer mit kleinen Knötchen auf den Schichtflächen. Es hält schwer, ein ordentliches Handstück aus der zerbröckelnden Masse zu gewinnen. Es handelt sich jedoch um keinen eigentlichen „Kontaktknotenschiefer", in dem Knoten Konkretionen sind, die sich unter dem Einfluß metamorphosierender Agenzien bilden. Die Knoten bestehen vielmehr aus größeren Quarzkörnern, die die feine Schichtung stören und kleine Erhebungen bilden. Die mikroskopische Untersuchung ergab eine Bestätigung der Angaben von Hugi: das Gestein führt einzelne Krystalle von Granat und Turmalin. Außerdem ließ sich eine große Menge feinster Rutilnädelchen feststellen. Als sicheren Beweis einer kontaktmetamorphen Beeinflussung des Gesteins möchte ich jedoch das Vorkommen dieser Mineralien nicht auffassen; sie

können auch klastische Bestandteile des Gesteins sein. — Weiter gegen den kühn aufragenden Zahn von Rötidolomit hin treten verschiedene gneisartige Gesteine auf (14^1—16^1 K).

Wegen der reichlichen Kohleführung, die sich in einer tiefschwarzen Farbe der Gesteine äußert, schreibt man dem ganzen Komplex von Schiefern und Konglomeraten carbonisches Alter zu.

Über E. Gn. und Carbon liegt diskordant der „autochthone Sedimentmantel" des Aarmassivs. Mit der Annahme Königsbergers, daß hier am Wendenjoch noch der primäre Verband von prätriassischer Unterlage und Sedimentdecke vorhanden sei, daß also tertiär keine Verschiebungen stattgefunden hätten, möchte ich mich vollkommen einverstanden erklären. An der besonders am Grassen sehr schön entblößten Grenze zwischen der Sedimentdecke und ihrer Unterlage sind nirgends Anzeichen eines Schubvorganges, wie Rutschstreifung oder ähnliches, zu sehen.

Die Sedimente beginnen mit einer grobkörnigen Arkose, die am Abhang des Grasssen schön gerundete und eigentümlich herauswitternde Dolomitknollen einschließt. Sie ist wohl im wesentlichen ein Aufbereitungsprodukt des darunterliegenden Gneises; sie besitzt außerordentliche Widerstandsfähigkeit gegen die Einflüsse der Verwitterung: der ganze N-Abhang des Grassen ist von ihr eingedeckt. Auf die Arkose folgen Rötidolomit, Dogger und Malm (vgl Lit. 13 und 47). Durch die Gewalt der tertiären Gebirgsbewegung wurde das Ganze, Gneis und Carbon samt der diskordant darüberliegenden Sedimentdecke, als eine Einheit schief gehoben, so daß jetzt die Auflagerungsfläche der Sedimente unter einem Winkel von ca. 30° nach NW einfällt. Dadurch erhielten die ursprünglich fast saiger stehenden oder schwach N fallenden Gneise und Schiefer ein schwaches Einfallen nach S.

Bei der Beschreibung des Wendenjochprofils wurde bis jetzt der allerdings nicht unmittelbar anstehende Innertkirchener Granit außer Betracht gelassen. Dieses Gestein bildet längs des ganzen N-Abhangs des Gadmentals die Unterlage der Sedimente. Der Aufstieg zum Wendengletscher zeigt ihn schön entblößt, mit zahlreichen Scholleneinschlüssen (vgl. S. 260 und 268). Auch auf dem Wendengletscher selbst gelang es mir, noch l. Gr. nachzuweisen. Am Joch ist er nicht mehr zu sehen, dagegen muß er unter der Ostwand des Titlis (also auf Engelberger Seite) nochmals heraustreten, was Funde im Firnalpelibach beweisen (vgl. S. 260).

Es ist damit nachgewiesen, daß ein granitisches Gestein in nächster Nähe des Wendenjochcarbons vorhanden sein muß, daß es vielleicht unter ihm durchzieht. Dementsprechend muß das Profil KÖNIGSBERGERS ergänzt werden. Leider ist die Grenze beider Gesteine unter dem Gletscher verborgen, so daß ihr gegenseitiges Verhältnis nicht unmittelbar beobachtet werden kann. Durch das Vorhandensein des I.Gr. wird natürlich die Diskussion des Wendenjochprofils gegenüber KÖNIGSBERGER bedeutend komplizierter.

Sicher ist, daß der Komplex Erstf. Gn. + Carbon schon prätriassisch aufgerichtet worden sein muß. Auch der Granit muß vortriassisches Alter besitzen. Das Carbon ist jünger als der Gneis; der I.Gr. ist ebenfalls jünger als die E. Gn., wie schon früher ausgeführt wurde (vgl. S. 254). Es bleibt also nur die Frage nach dem Altersverhältnis von Granit und Carbon zu beantworten übrig.

KÖNIGSBERGER erklärt die Aufrichtung der Schiefer des Wendenjochs durch eine hebende Kraft, die der Zentralgranit bei seiner Intrusion ausgeübt habe. Natürlich wären dann die dem Wendenjochcarbon konkordanten, gleichfalls steilstehenden E. Gn. auch durch den Granit gehoben worden. Nun ist aber der Zentralgranit recht weit entfernt und durch die ganze Sericitschieferzone mit ihren tiefgreifenden tertiären Einfaltungen (Kalkkeil von Färnigen) vom Wendenjoch getrennt, so daß die Annahme KÖNIGBERGERS unwahrscheinlich genannt werden muß. Viel eher ließe sieh noch an eine Hebung durch den I.G. denken, der ja unter dem Wendenjoch durchzieht; doch wissen wir über derartige Wirkungen von Intrusivmassen viel zu zu wenig, um hier etwas Sicheres sagen zu können. Das einfachste und nächstliegende ist ohne Zweifel, die Aufrichtung einer hercynischen[1]) Gebirgsbewegung zuzuschreiben. Die Frage ist nun: Geschah die Eruption des I.Gr. nach oder vor dieser Gebirgsbewegung? Drang der I.Gr. in schon aufgerichtete Schichten ein oder machte er nach der Intrusion gemeinsam mit E. Gn. und Carbon die „Faltung" durch? Das erstere erscheint viel wahrscheinlicher. Gegen die zweite Annahme spricht die ungestörte, fast intakte Beschaffenheit des I.Gr. in der Umgebung des Wendenjochs. Hätte er vereint mit E. Gn. und Carbon die hercynische Gebirgsbewegung mitmachen müssen, so hätten sich ihm gewiß in der Nähe einer so stark dislozierten Stelle Spuren davon aufgeprägt. Vielmehr spricht

[1]) Unter „hercynischer" Gebirgsbewegung soll mit ESCHER (Lit. 13) ein Vorgang der carbonisch-permischen Faltungsperiode verstanden sein.

auch die überaus starke Zunahme von Schollen im I.Gr. gegen das Wendenjoch hin sehr stark dafür, daß hier noch ein primärer, durch keine spätere Gebirgsbewegung mehr gestörter Verband des intrusiven Magmas mit dem Schichtkomplex, in den es eindrang, vorliegt. Daß einige Schollen aus Erstfelder Sedimentgneis bestehen, wurde erwähnt; andere scheinen den Carbonschichten zu entstammen. Der eindringende I.Gr. traf also die E. Gn. mitsamt den Carbonschichten bereits steilgestellt an. — Dies würde im Einklang stehen mit der sonst gemachten Beobachtung, daß das Eindringen von Intrusivgesteinen dem Faltungsprozeß nachfolgt, daß es jedenfalls auf Spalten geschieht, die erst durch die Gebirgsbewegung aufgelockert wurden. Der I.Gr. wäre also jünger als die Carbonschichten des Wendenjochs.

Damit ist das relative Alter der geologischen Geschehnisse bestimmt; es bleibt noch die Aufgabe übrig, sie in die geologische Chronologie einzureihen. Dies ist insofern schwierig, als eine genaue Altersbestimmung der Schichten des Wendenjochs aus Mangel an Fossilfunden nicht stattfinden kann. Nach ihrem petrographischen Habitus, vor allem ihrem reichlichen Kohlengehalt, müssen sie als Carbon aufgefaßt werden.

Das einzige Carbonvorkommnis im Aarmassiv, dessen Alter genau bekannt ist, ist das am Bifertengrätli (Tödi); die Schichten sind nach den neuesten Bestimmungen der Pflanzenfunde durch Zeiller (Lit. 13) als Oberes Westphalien aufzufassen. Nach Schmidt (Lit. 40) und Königsberger (Lit. 24) sind die Carbonschichten an der Windgälle und am Bristenstock nach ihrer petrographischen Ähnlichkeit denen des Bifertengrätli gleichzustellen. Das Wendenjochcarbon ist aber höchstwahrscheinlich älter als diese Schichten, die konkordant zum darüberliegenden Sedimentmantel liegen! Sie sind also von der hercynischen Gebirgsbewegung nicht ergriffen worden, die die Schichten des Wendenjochs noch aufrichtete. Demnach muß das Carbon des Wendenjochs älter sein als Ob. Westfalien, also jedenfalls das Untercarbon repräsentieren (vgl. auch Königsberger, Lit. 24).

Zu demselben Resultat gelangt man, wenn wir den I.Gr. zeitlich dem Schwarzwaldgranit gleichsetzen[1]). Der Granit des Schwarzwalds metamorphosiert nämlich das Kulm, kommt aber in den Ablagerungen des Obercarbons (Saarbrücker und Ottweiler Stufe, vgl. Lit. 26) samt seinen Nachschüben bereits als Bestandteil der Konglomerate vor. Sein Alter ist demnach wahrscheinlich oberstes Untercarbon. Nach den obigen Aus-

[1]) Über die Berechtigung dieser Parallelisierung siehe S. 266.

führungen ist das Carbon des Wendenjochs älter als der I.Gr. (oberstes Untercarbon); daraus resultiert also für diese Schichten wieder Untercarbon.

Damit befinde ich mich auch in Übereinstimmung mit Königsberger, ohne mich im einzelnen seiner Beweisführung anschließen zu müssen. Er unterscheidet im Aarmassiv zwei Carbonzonen: eine ältere, der die Schichten des Wendenjochs zugehören, und eine jüngere, zu der die Vorkommen vom Bristenstock, der Windgälle und vom Bifertengrätli zu rechnen sind. Erstere ist Untercarbon, die zweite Obercarbon; zeitlich dazwischen liegt nach ihm die Intrusion des Zentralgranits.

Escher (Lit. 13) unterscheidet im Aarmassiv zwei hercynische Faltungen: die erste wäre älter als obere Saarbrücker Stufe (eine starke Erosionsdiskordanz beweist beträchlich höheres Alter, jedenfalls Untercarbon); die zweite hercynische Faltung, die die Schichten des Bifertengrätli (ob. Saarbr. St.) ergriff, ist jünger als diese. Nach diesem Schema wäre das Carbon des Wendenjochs von der ersten hercynischen Faltung disloziert worden. Von allen übrigen Carbonvorkommen des Aarmassivs (Bristenstock, Windgälle, Stock Pintga, Gliemslücke, Bifertengrätli) ist nur für das Bifertengrätli Diskordanz zur Trias nachgewiesen; die zweite hercynische Faltung besitzt demnach anscheinend nur lokalen Charakter.

Mit Hilfe dieser Parallelisierungen, die dadurch einen erheblichen Grad von Sicherheit gewährleisten, daß verschiedene Wege zum gleichen Resultat geführt haben, läßt sich die Reihenfolge der geologischen Vorgänge genauer präzisieren.

Bildung des Gneises — Präcambrisch bzw. altpaläozoisch

Bildung der Sedimentschichten des Wendenjochs — Untercarbon

Aufrichtung von Gneis und Schiefern — 1. hercynische Faltung — Ob. Untercarbon

Intrusion des I.Gr. — Grenze von Untercarbon und Obercarbon.

Ausbildung einer Abrasionsfläche.

Diskordante Überlagerung von Gneis und Untercarbon durch Arkose, Rötidolomit (= Muschelkalk?), Jura usw.

Hebung des Ganzen (Gneis + Untercarbon + Granit + Sedimentdecke) durch die tertiäre Gebirgsbewegung von SO her.

Damit erhalten wir nun aber eine frappierende Analogie mit den Verhältnissen im Schwarzwald. Bei den Erstfelder Gneisen wurde bereits darauf hingewiesen, daß sie höchstwahrscheinlich mit den Gneisen des Schwarzwalds identisch sind (vgl. S. 77); beim I.Gr. wurde seine Ähnlichkeit mit den Graniten des Schwarzwalds betont (vgl. S. 132). Die Schichten des Wendenjochcarbons beweisen nun die Gleichzeitigkeit der geologischen Vorgänge in beiden Gebieten. Quer durch den südlichen Schwarzwald zieht eine Zone von sedimentären Gesteinen (Konglomeraten usw.) kulmischen Alters von Badenweiler bis Lenzkirch. In diese bereits aufgerichtete Gesteinszone (erste hercynische Faltung!) drang der Granit ein und metamorphosierte sie zum Teil. Die Obercarbonschichten, die sich später ablagerten, sind nicht mehr disloziert, lokale Störungen abgerechnet (Carbon von Gengenbach-Berghaupten — zweite hercynische Faltung?). Die Analogie der geologischen Vorgänge und der in Betracht kommenden Gesteine wäre demnach eine vollkommene. Sie mag in folgender Übersicht zum Ausdruck gelangen:

Bildung der	
Schwarzwaldgneise	Erstfelder Gneise
Bildung der	
Kulmzone Badenweiler-Lenzkirch Untercarbon	Schichten des Wendenjochs Untercarbon
Aufrichtung der	
Kulmzone Badenweiler-Lenzkirch	Untercarbonschichten des Wendenjochs
Erste hercynische Faltung.	
Eindringen des	
Schwarzwaldgranits	Innertkirchener Granits
Zwischen Unter- und Obercarbon	
Bildung der	
Obercarbonschichten des nördl. Schwarzwalds (Berghaupten, Diersberg, Ohlsbach usw.) Saarbrücker und Ottweiler Stufe	Obercarbonschichten des Bifertengrätli, Windgälle, Bristenstock Ob. Saarbrücker Stufe
Zweite hercynische Faltung.	
Lokal	Lokal (Bifertengrätli)
Bildung einer Abrasionsfläche.	

Bei der großen Ähnlichkeit der Gesteine der „nördlichen Gneiszone“ mit denen des Schwarzwalds, sowie bei der bis ins einzelne gehenden Analogie der geologischen Vorgänge in beiden Gebieten muß der Schluß gezogen werden, daß in der „nördlichen Gneiszone“ ein Stück echten varistischen Grundgebirges vom Typus des Schwarzwalds vorliegt.

D. Die Tektonik des Aarmassivs.

Im Verlauf der vorliegenden Untersuchungen gelangten wir zu dem Ergebnis, daß die Gesteine der sogenannten „nördlichen Gneiszone" in allen wesentlichen Punkten den Gesteinen des Schwarzwalds entsprechen, sowie daß sich für beide Gebiete dieselbe geologische Geschichte nachweisen läßt; es mußte daraus der Schluß gezogen werden, daß uns hier noch ein Rest echten varistischen Grundgebirges entgegentritt. Es soll im folgenden ausgeführt werden, was für Konsequenzen dies für die Anschauungen vom Bau des Aarmassivs hat.

Den tektonischen Aufbau von Aare-, Gotthard- und Montblancmassiv kennzeichnet man mit dem Worte „Fächerstruktur". Die Schichtung steht im allgemeinen recht steil, in der Mitte saiger. Je weiter man von der Mitte zu nach außen geht, desto flacher wird die Lagerung der Schichten, die alle der Mitte zu einfallen. Speziell beim Aarmassiv spricht man von asymmetrischer Fächerstruktur: der S-Flügel besitzt nur ungefähr den achten Teil der Breite des N-Flügels. Nach den Untersuchungen Heims (Lit. 18) und Baltzers (Lit. 1 und 2) wäre ein solcher Fächer ein eng zusammengeschobenes Büschel steilstehender Falten, deren Sättel der Erosion zum Opfer gefallen sind. Die Bildung der Fächerfalten erfolgte nach diesen Forschern im Tertiär, was durch die Einfaltung sedimentärer „Mulden", die noch Jura führen, bewiesen wurde.

Königsberger (Lit. 24 und 25) widerspricht dieser weitverbreiteten Auffassung und versucht nachzuweisen, daß die Hauptelemente der Tektonik schon auf eine hercynische Faltung zurückzuführen seien. Für den Zeitpunkt der Auffaltung nimmt er die Zeit zwischen Mittel-[1]) und Obercarbon an (Lit. 24, S. 884), d. h. die Zeit zwischen Wendenjoch-Carbon und Carbon vom Bristenstock (= Carbon vom Bifertengrätli = Ob. Westphalien nach Escher-Zeiller). In welcher Weise er die Aufrichtung der Schichten mit der Intrusion des Zentralgranits in Zusammenhang bringt, wurde bereits erwähnt (S. 291). Im Tertiär habe dann nur noch schräge Hebung des Ganzen und stärkerer Zusammenschub stattgefunden.

Noch weiter geht Escher (Lit. 13). Er bespricht alle Carbonvorkommnisse der Westalpen und weist an Hand davon zwei hercynische Faltungen nach: die erste vor Ablagerung des Obercarbon, die zweite vor Ablagerung der Trias. Von diesen

[1]) Es sollte nach den übrigen Ausführungen K.'s besser Untercarbon heißen!

Resultaten ausgehend, verallgemeinert er, übersieht die Wirkungen einer tertiären Gebirgsbewegung an den Zentralmassiven vollständig und erklärt den ganzen Bau der autochthonen Massive für hercynisch. „Ich glaube aber bestimmt, daß es Reste eines hercynischen Gebirges sind und nicht ‚heraufgetragene Teile des mitgefalteten Untergrundes‘ “ (Lit. 13, S. 94).

Die Wahrheit wird wohl in der Mitte liegen zwischen den älteren Anschauungen Heims und Baltzers und den neueren von Königsberger und Escher.

Wohl allgemein ist jetzt die Ansicht als richtig angenommen, daß am Nordrand des Aarmassivs die Sedimente auf einer Abrasions- (Denudations-) fläche des krystallinen Gebirges aufliegen, und daß sie sich, kleine Rutschungen abgerechnet, noch im primären Verband mit ihrer Unterlage befinden. Man bezeichnet sie demnach als den „autochthonen Sedimentmantel des Aarmassivs“, im Gegensatz zu den höher liegenden, von S her übergeschobenen Decken (vgl. Taf. XXI, Fig. 2). Stehen nun unter einer Sedimentdecke steilgestellte Gneise und Schiefer an, so ist es klar, daß ihre Aufrichtung vor der Überlagerung durch die Sedimente erfolgt sein muß. Bei den steilgestellten Gneisen und carbonischen Schiefern (Wendenjoch!) unter dem autochthonen Sedimentmantel handelt es sich also zweifellos um ein prätriassisches, höchstwahrscheinlich hercynisches Rumpfgebirge. Seine Faltung erfolgte in der varistischen Richtung (SW—NO), d. h. in derselben, wie die spätere tertiäre Alpenfaltung.

Nun darf aber aus dieser Diskordanz zwischen krystallinen Gesteinen und autochthonem Sedimentmantel am Nordrand des Aarmassivs durchaus nicht auf die Tektonik des ganzen Massivs geschlossen werden, wie dies von Königsberger und Escher geschieht. Der Beweis für tertiäre Elemente der Tektonik liegt in der großartigen Einfaltung jüngerer (triassischer und jurassischer) Sedimente in das Zentralmassiv.

Hier ist zunächst die Zone des Kalkkeils von Färnigen zu nennen. Bei diesem Ort liegt ein Komplex von Porphyren, Rötidolomit (nur in einzelnen Fetzen; vgl. Mösch, Lit. 27, S. 286), Dogger und Malm konkordant im Sericitgneis. Daß dem Kalkkeil von Färnigen eine viel größere Bedeutung zukommt, als bisher angenommen wurde, beweisen die Untersuchungen Königsbergers (Lit. 25). Er wies nach, daß die Einklemmung des Jura mit einem Porphyrzug verbunden sei, der vom Tscharren (am Oberalpstock) an zu verfolgen ist. Am Bristenstock liegen auf diesem Porphyrzug die Anthrazite des Bristenstäfeli. Bei Inschi tritt zum erstenmal Dogger auf; schließlich kommt noch

Malm hinzu, der am Kalkkeil des Kalchtals zum letztenmal auftritt. Zweifellos bilden die Porphyre und die carbonischen (?) Schiefer der Trifthütte am Thältistock eine Fortsetzung dieses Zuges, was schon auf der BALTZERschen Karte (Bl. 13) klar heraustritt.

Die Bedeutung dieses merkwürdigen, für die Tektonik des Aarmassivs überaus wichtigen Zuges möge an Hand eines Profils vom oberen Engelberger Tal über das Kleine Spannort bis Maien-Dörfli besprochen werden (Fig. 8). Steigt man von Stäffeli über die Spannorthütte zum Kleinen Spannort auf, so kommt man

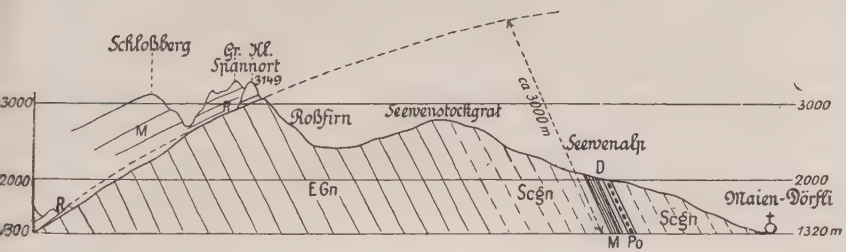


Fig. 8.

Profil Engelberger Tal — Kl. Spannort — Maiental (Versenkung des Kalkkeils von Färnigen). Maßstab 1 : 100000.

über steilgestellte E. Gn., auf denen diskordant die Sedimentdecke liegt. Beim Abstieg über den Roßfirn ins Maiental bleibt die Gneisschichtung immer dieselbe; auf Seewenalp trifft man nun aber plötzlich auf Jurakalk, der konkordant im Gneis liegt. Bei Färnigen steht der Kalk noch in der Talsohle an. Denkt man sich südlich über das Kleine Spannort hinaus, wie dies im Profil angedeutet ist, die Auflagerungsfläche fortgesetzt, so kommt für die Versenkung des Kalkes unter diese Fläche ca. 3000 m heraus. Wenn diese Zahl auch zu hoch gegriffen wäre, so kann doch gesagt werden, daß es sich hier um eine zweifellos tertiäre Gebirgsbewegung größten Stils handelt, vollends wenn wir bedenken, daß sich diese Zone (allerdings in sehr wechselnder Gestalt) vom Oberalpstock bis zum Triftgletscher verfolgen läßt. Der Kalkkeil von Färnigen lehrt, daß die Konkordanz der Gneise vom Engelberger Tal bis ins Maiental nur eine scheinbare ist: zum Teil ist die so einfach erscheinende Tektonik carbonischen, zum Teil tertiären Alters. Als „Mulde“ kann der Zug des Kalkkeils nicht be-

zeichnet werden; dazu fehlt ihm der symmetrische Bau. Es ist eine Einfaltung in weiterem Sinn, entstanden durch riesige Versenkung, verbunden mit konkordanter Anpressung an älteres, schon gefaltetes Gebirge. Dadurch setzt sich diese Erscheinung in einen gewissen Gegensatz zu den Vorgängen an der nördlichen Kontaktfläche von „Gneis“ und Kalk, wo überall die gebirgsbildenden Kräfte nach oben wirken, den Kalk festklemmen und den Granit darüber wegschieben (z. B. Pfaffenkopf).

Die zweite Erscheinung, die für tertiäre Tektonik der Zentralmassive spricht, ist die sog. „Urserenmulde“, die sich zwischen Aare- und Gotthardmassiv einschiebt und sich längs des ganzen Südrands des Aarmassivs verfolgen läßt (auf über 100 km Entfernung). Auch sie muß tertiär eingefaltet sein, denn es kommen in ihr noch jurassische Gesteine vor. Ihr tiefes Eindringen zwischen den krystallinen Gesteinen beweist die Tatsache, daß der Marmor von Andermatt beim Bau des Gotthardtunnels durchfahren wurde.

Angesichts dieser beiden großartigen „Einfaltungen“, die sich auf Dutzende von Kilometern verfolgen lassen und in relativ geringer Entfernung (ca 12 km) voneinander dahinziehen, kann man unmöglich die Zentralmassive einfach als „hercynische Gebirge“ bezeichnen. Meines Erachtens genügen sie vollständig, um die tertiäre Tektonik des dazwischenliegenden Zentralmassivteils zu beweisen. Derart gewaltige tektonische Erscheinungen lassen sich auch nicht allein durch „stärkeren seitlichen Zusammenschub im Tertiär“ erklären, wie Königsberger will. Aus seinem „schematischen Rekonstruktionsversuch eines Profils im Mesozoikum durch das Aaremassiv“ (Lit. 25, S. 39) geht diese Möglichkeit in keiner Weise hervor; es müßte noch sogut wie alles geschehen, um aus diesem Querschnitt die Fächerstruktur entstehen zu lassen.

Nach diesen Ausführungen ist also die Tektonik des Aarmassivs zum Teil carbonischen, zum Teil tertiären Alters. Nördlich vom Kalkkeil von Färnigen befindet sich varistisches Grundgebirge, hercynisch gefaltet; mit der Zone von Färnigen beginnt die tertiäre Tektonik, die das ganze übrige Massiv beherscht. Durch die Kraft der Alpenfaltung wurden Gesteinsserien an das davorliegende ältere Gebirge angepreßt. Das Aarmassiv ist demnach aus zwei Teilen zusammengeschweißt, und so gut man durch die Urserenmulde Aarmassiv und Gotthardmassiv trennt, mit ebensoviel und noch mehr Recht könnte man durch die Zone von Färnigen das Aarmassiv in zwei Teile scheiden. Daß das Ganze trotzdem

scheinbar einheitliche Struktur aufweist, erklärt sich aus der Tatsache, daß hercynische und tertiäre Faltung in genau derselben Richtung gewirkt haben.

Damit findet auch eine Frage ihre Beantwortung, die bei der Behauptung aufsteigen muß, die „nördliche Gneiszone" des Aarmassivs sei, kurz gesagt, Schwarzwälder Grundgebirge. Wie kommt es, daß dieses Grundgebirge nach einem Verschwinden unter Sedimenten auf einer Breite von ca 100 km (von Laufenburg bis Erstfeld) gerade noch in einem Streifen von wenigen Kilometern Breite hier heraussehen soll, um dann endgültig von andern Gesteinen abgelöst zu werden? Das scheint äußerst zufällig und deshalb durchaus unwahrscheinlich zu sein. Die Antwort auf diese berechtigte Frage dürfte nach dem bis jetzt Ausgeführten nicht allzu schwierig zu geben sein: Gerade hier setzen gewaltige tertiäre Dislokationen ein, die andere Gesteine an das ungestörte varistische Grundgebirge anpressen. Über die Natur derartiger gebirgsbildender Vorgänge in krystallinen Gesteinen besitzt die Wissenschaft zurzeit allerdings nur wenige klare Vorstellungen. Vielleicht sind aber auch die Gesteine, die das varistische Grundgebirge ablösen, jüngeren, erst tertiären Alters (Zentralgranit); dies wäre eine noch einfachere Erklärung für sein Verschwinden.

Nach alledem erhält nun aber die „nördliche Gneiszone" den Charakter als Widerlager bei der Alpenfaltung. Selbstverständlich kann der Schwarzwald nicht als Widerlager gelten (Escher, Lit. 13), aber auch nicht die Zentralmassive als Ganzes, wie Escher dann annehmen möchte. Als Widerlager müssen wir diejenige Masse auffassen, an der die von SO kommende Bewegung sich staute, die diesen gewaltigen Kräften gegenüber sich in ihrer Lage behaupten konnte. Wir müssen es natürlich von vornherein im krystallinen Untergrund suchen. Alles dies trifft für die „nördliche Gneiszone" zu. Südlich von ihr findet noch ein Zusammenschub statt; das beweisen die Zone von Färnigen und die Urserenmulde. An dem Sockel varistischen Grundgebirges von E. Gn. und I.Gr. kam jedoch die Gebirgsbewegung zum Stillstand; der ganze Komplex wurde zwar samt der darüber lastenden Sedimentdecke schief aus dem Untergrund herausgehoben, sonst aber nicht weiter dislociert; er konnte standhalten. Darüber hinweg schoben sich die weiter im S abgescherten Decken. Daß die nördliche Gneiszone bei der Alpenfaltung gewaltige Drucke

auf sich genommen hat, das beweisen die Quetschzonen des I.Gr. und der E. Gn. sowie die Verknetungen mit dem autochthonen Sedimentmantel.

Zusammenfassung der Resultate.

In der sogenannten „nördlichen Gneiszone" des Aarmassivs sind zwei verschiedene, scharf begrenzte Gesteinsgruppen zu unterscheiden: die Erstfelder Gneise und der Innertkirchener Granit.

Der Komplex der E. Gn. ist in erster Linie zusammengesetzt aus körnig-schuppigen Biotitgneisen mit gut ausgebildeter Lagentextur. Schon Heim bezeichnet diesen Typus als außerordentlich konstant. Die Struktur dieser Gesteine schließt eine Entstehung durch bloße Druckmetamorphose oder durch Krystallisationsschieferung aus; die regelmäßige Zusammensetzung spricht gegen die Deutung dieser Gesteine als injizierte Schiefer. Vielmehr finden sich deutliche Anklänge an Eruptivstruktur; das Gestein ist als reiner Eruptivgneis (Orthogneis) anzusprechen.

Von ihm unterscheidet sich scharf ein feinkörniger Gneis mit kleinen Biotitblättchen, der schon in seinem Auftreten an ein sedimentäres Gestein erinnert. Die krystalloblastische Struktur und die wechselnde chemische Zusammensetzung des Gesteins stimmen zu der Ansicht, daß es sich um einen Sedimentgneis handelt. An verschiedenen Stellen finden sich Einlagerungen von Kalk und Kalksilikatfels. Besonders interessant sind Wollastonitgesteine vom Sustenpaß.

Meist tritt der Sedimentgneis nicht in vollständiger Reinheit auf; es finden sich in ihm aplitische oder pegmatitische Gänge, die sich zuletzt in feine Adern auflösen. Diese Gneise sind demnach als Mischgneise zu bezeichnen.

Die einzelnen Gesteinstypen weisen nun enge Verwandtschaft mit den Gneisen des Schwarzwalds auf: die Eruptivgneise entsprechen strukturell und chemisch den Schapbachgneisen, die Sedimentgneise den Renchgneisen. Besonders überraschend ist die Übereinstimmung der Einlagerungen von Kalksilikatgesteinen im Erstfelder Sedimentgneis mit entsprechenden Vorkommen vom Schwarzwald.

Im Süden schließen sich an die E. Gn. sehr stark gepreßte Gesteine an („Zone der Sericitgneise"), die zum großen Teil aus umgewandelten E. Gn. bestehen.

Der Innertkirchener Granit, der westlich vom Wendenjoch die E. Gn. ablöst, ist ein typischer Granitit mit nor-

maler Ausscheidungsfolge, der weder zum Erstfelder Eruptivgneis noch zum Zentralgranit Beziehungen aufweist, vielmehr dem Gasterengranit und jedenfalls auch den Graniten des Schwarzwalds gleichzustellen ist. Sehr weit verbreitet in ihm sind Schollen einschlüsse; die Marmorlinsen der Äußeren Urweid sind nicht abgequetschte Teile des Pfaffenkopfkeils, sondern große vom Granit umflossene Schollen.

Der I.Gr. zeigt an der Grimselstraße sehr schön entwickelte Quetschzonen, in denen die Umwandlung des Granits zu gneisähnlichen Gesteinen, schließlich zu feinplattigem Sericitschiefer in allen Stadien zu verfolgen ist.

Das Carbon des Wendenjochs ist jünger als die E. Gn. und jedenfalls älter als der I.Gr.; wahrscheinlich ist es dem Untercarbon des südlichen Schwarzwalds gleichzustellen.

Die ganze „nördliche Gneiszone“ entspricht petrographisch und tektonisch dem krystallinen Schwarzwald; sie stellt ein Stück echten varistischen Grundgebirges mit carbonischer Tektonik dar. Die sedimentären Zonen von Färnigen und Andermatt beweisen jedoch für den südlicher liegenden Teil des Aarmassivs sowie für das Gotthardmassiv das tertiäre Alter der Tektonik. Damit erscheint das (bis jetzt als einheitlich angesehene) Aarmassiv aus zwei verschiedenen Teilen zusammengeschweißt: die Zone von Färnigen scheidet die carbonisch aufgerichtete „nördliche Gneiszone“ von den tertiär dislozierten eigentlichen Zentralmassiven. Die „nördliche Gneiszone“ bildete das Widerlager bei der Alpenfaltung, was durch das Auftreten der sich südlich anschließenden riesigen Quetschzonen bestätigt wird.